

岩石礦物礦床學

第七卷 第三號

(昭和七年三月號)

研究報文

- 十字石と紅柱石の共存關係に就きて (1).....理學博士 鈴木 醇
海綠石岩石の粒度組成に就て.....理學士 八木 次男
古銅輝石の結晶構造 (1).....理學士 高根 勝利

研究短報文

- トレマドック産板チタン石の光軸角の
分散現象.....理學博士 神津 俣祐

評論及雜錄

- 油田鹹水の生成説 (2).....理學博士 高橋 純一

抄 錄

- 礦物學及結晶學 方鉛礦及磁硫鐵礦の deformation に就て 外 11 件
岩石學及火山學 花崗岩漿中の水の溶解度 外 6 件
金屬礦床學 クロム鐵礦床に就て 外 6 件
石油礦床學 水より重き原油 外 5 件
窯業原料礦物 二成分系 $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{-NaF}$ 外 4 件
石 炭 粉末石炭の浮游選礦 外 4 件
參考科學 砂鐵の還元に及ぼす砂利分の影響 外 3 件

雜 報

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Junichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Minéichi Masuda, Assistant Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Kunikatsu Seto, Assistant Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian

Kenjirô Katô, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council

Nobuyo Fukuchi, Ex-Chief Economic Geologist of Furukawa Mining Co

Takeshi Hirabayashi, Professor at Tôkyô Imperial University.

Viscount Masaaki Hoshina, Member of Diet.

Tsunenaka Iki, Professor at Tôkyô Imperial University.

Kinosuke Inouye, Ex-President of Ryojun College of Engineering.

Tomimatsu Ishihara, Professor at Tôhoku Imperial University.

Nobuyasu Kanehara, Director of Imperial Geological Survey of Japan.

Ryôhei Katayama, Chief Economic Geologist of Nippon Mining Co.

Takeo Katô, Professor at Tôkyô Imperial University.

Shukusuké Kôzu, Professor at Tôhoku Imperial University.

Atsushi Matsubara, Professor at Kyôto Imperial University.

Tadaichi Matsumoto, Professor at Kyûshû Imperial University.

Motonori Matsuyama, Professor at Kyôto Imperial University.

Shintarô Nakamura, Professor at Kyôto Imperial University.

Seijirô Noda, General Manager of Asô Co.

Takuji Ogawa, Professor Emeritus at Kyôto Imperial University.

Yoshichika Oinouye, Chief Geologist of Imperial Geological Survey of Japan.

Ichizô Omura, Chief Economic Geologist of Nippon Oil Co.

Yeijirô Sagawa, Chief Economic Geologist of Mitsui Mining Co.

Toshitsuna Sasaki, General Secretary of Furukawa Mining Co.

Isudzu Sugimoto, General Manager of Furukawa Mining Co.

Junichi Takahashi, Professor at Tôhoku Imperial University.

Korehiko Takenouchi, President of Nippon Mining Co.

Hidezô Tanakadatê, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Shigeyasu Tokunaga, Professor at Waseda University.

Yaichirô Wakabayashi, Ex-Chief Mining Engineer of Mitsubishi Mining Co.

Manjirô Watanabé, Professor at Tôhoku Imperial University.

Mitsuo Yamada, Professor at Tôhoku Imperial University.

Abstractors.

Kenjirô Katô

Osatoshi Nakano,
unichi Takahashi,

Junichi Ueda,

Eumpei Yoshiki,

Yoshinori Kawano,

Tadahiro Nemoto,

Katsutoshi Takané,

Manjirô Watanabé,

Rensaku Suzuki

Mineichi Masuda,

Kunikatsu Seto,

Shizuo Tsurumi,

Shinroku Watanabé

Tsugio Yagi,

岩石礦物礦床學

第七卷第三號

昭和七年三月一日

研究報文

十字石と紅柱石の共存關係に就きて (1)

理學博士 鈴木 醇

(1) 緒 言

變質岩を攻究するに當りて、其れが動力變質作用に由るものにせよ、或は接觸變質作用に由るものにせよ、其内に於ける各種礦物の性質を決定すると同時に造岩礦物の組合せを吟味し、且つ其等各礦物間の相互關係を明かにする事の最も大切なるは、火成岩に於けると同様なり。變質作用に依りて成生せられたる礦物の種類及び性質は、その變質以前の原岩石の化學成分、並びにその受けし變質作用の性質又は程度と密接なる關係を有する事は言を俟たず。従つて、一片の變質岩中の礦物の種類又は礦物組合せを通じて、原岩石の性質及び變質過程を推知するに足るもの少なからざるなり。例へば或種の岩石が或種の變質作用を蒙りたる場合には、一般に、その條件に應じて繊細なる變化を示しつゝ、安定の位置に達し、こゝに一定の礦物組合せを示すに至るものなり。乃ち此等組合せ並びに組合せを生ずるに至りたる變質程度に關しては、近來幾多の研究ありて、各種岩石に就きては

種々の標準を制定せらるゝに至れり。

但し、多種の變成岩中には、往々にして最も安定と信ぜらるゝ一般の組合せに従はざるものを發見せらるゝ事あり。かゝるものに就きては、造岩礦物間の相互關係に關して一層深き吟味を必要とするものにして、この種の岩石中の各礦物の特性を考慮する時は、或る礦物は他礦物と全く異なりたる狀態の下に於いて成生せられたるものと見得る事多く、即ち岩石全體としては、完全なる平衡狀態のもとに成生せられたる礦物の集合を示さず、一部を安定の存在とすれば、他方は所謂不安定殘晶と認め得るもの最も多し。

今變質岩中此種の不合理なる結合をなせるものゝ一好例として、十字石 (Staurolith) と紅柱石 (Andalusit) との共存關係を示すものに就いて見るを得べし。如何となれば、この兩礦物の性質を見るに、十字石は一般に極めて高度の偏壓の下に成生せらるべき特性を有するに反し、紅柱石は通常高熱の接觸帶に生ずる所謂 Antistress mineralとして知らるゝ礦物にして、相共に同一狀態に於いて同一岩石中に成生せられ難き性質を有すればなり。換言すればこれ等兩礦物は全く異なりたる物理化學的狀態の下に於いて成生せらるべきものにして、其等の共存する例は極めて特殊の場合に限らるゝものと知るべし。

本邦に於ける變質岩を通覽するに、紅柱石を含有する岩石の知られたるものは枚舉に遑あらざるも、十字石を含有するものに就きては内地に於いては未だ發見せられたるものなく、手近なる例としては僅かに朝鮮咸鏡南道榆浦洞¹⁾、同龍川里²⁾、江原道松館里³⁾、遼東半島大耳山⁴⁾、支那山西省等⁵⁾に於いて

1) 千谷好之助、地質學雜誌、第25卷(1918)55頁。

2) 朝鮮總督府地質調査所、朝鮮礦物誌、1922、81頁。

3) 木野崎吉郎、朝鮮礦業會誌14卷第4號(1931)16頁。

4) M. Oyu, Sc. Rep. Tohoku Imp. Univ. Sendai. 2nd Ser. I (1913) 65頁。

5) B. Willis, E. Blackwelder, Research in China, Vol. I. Part 2.

産するものに就きて知られ居るに止まる。元より 上述區域に於いても、十字石と紅柱石との共存せるものに就きては未だ全く知られざる所なり。

筆者は先年瑞西アルプス南側に位せる Lago Maggiore沿岸, Locarno の南方 Brissago 附近に於いて、十字石及び紅柱石を主成分として含有する極めて興味ある 雲母片麻岩層を見出せるに依り、今同岩を通じて上記二礦物の共存の意義に就きて述ぶる所あるべし。

十字石又は紅柱石を別々に 含有する變質岩類は、該地方に於いてもその例少しとせざるも、これ等二礦物を 同一岩石中に主成分として含有するものに至りては、常に瑞西アルプスに於いてのみならず、他の變質岩區域に於いても未だ多く耳にせざる所なり。

(2) 十字石紅柱石片麻岩の性質

Brissago 附近に發達せる岩石は、伊太利北部 Ivrea 地方に標式的發達を示せる所謂 Ivrea Zone の一部にして、各種の雲母片麻岩、角閃岩、石灰岩等を主體とし、これ等はその東方 Tonalo 及び Adamello 地方に發達せる新時代の火成岩に相當すべき多數のペグマタイト又はアプライトの岩脈に依りて貫かる。本地方の地質に關しては已に W. G. Radeff²⁾氏の記述せる所あり、同地の黒雲母片麻岩はいづれも水成岩源にして、石英、長石、黒雲母、白雲母を主成分とせるものなるが、往々にして、局部的に柘榴石、珪線石、藍晶石、十字石或は紅柱石等の特種礦物を含有せるものなり。特に Brissago の北部 2 km. なる Ranco 地方より産する珪線石片麻岩及含柘榴石珪線石片麻岩は、瑞西に於いて最初に發見せられたる 含珪線石岩石として有名なるものにして、同岩に關しては、U. Grubenmann³⁾教授の嚮に報告せられし所

1) J. Suzuki, Schweiz. Mineralog.-Petrograph. Mitteilungen, Band X. Heft 1. (1930) 117~132 頁。

2) W. G. Radeff, Eclogae Geologicae Helvetiae XIII. (1915) 485~533 頁。

3) U. Grubenmann, Vierteljahrschr. der Natur f. Ges. Zürich, (1907) 279 頁。

なり。

筆者の見出したる十字石紅柱石黑雲母片麻岩は、Brissago の南方にして、瑞西、伊太利國境に近き Piodina 附近に平行せる二枚の薄層をなして産出するものにして、岩質は中粒暗褐色にして極めて著しき片狀構造を示し、片理に沿ひては絹狀光澤を示せるものなり。肉眼にて稍々各礦物を鑑別する事を得べし。顯微鏡下に於いては次の關係を示せり。

主成分：石英>長石>黑雲母>白雲母>紅柱石>十字石>柘榴石

副成分：磁鐵礦>智丹鐵礦>風信子礦>磷灰石>金紅石

構造は一般に nematoblastische なるも、部分により porphyroblastische なり、又再結晶作用を免れたる長石は、殘晶として存在し、局部的に所謂 porphyroclastische なり。再結晶作用に依り生ぜる斜長石は、 $Ab_{85} An_{15}$ - $Ab_{30} An_{70}$ 附近の新鮮なるオリゴクレースにして、双晶を示せども累帶構造をなさず、又殘晶として存在せる長石は、稍々分解せるオリゴクレースアンデジにして双晶と同時に常に累帶構造を示すを特徴とす。

本岩中の紅柱石は稍々丸味を帶びたる形態を示し、長径は 1~1.5 mm なり。大部分他形なるも、時には劈開判然たる短柱狀を示せるものあり。光學的性質は $c=X$ にして、多色性は次の如し。

X =淡紅色， $Y=Z$ =無色， $X>Y=Z$

同礦物は比較的新鮮なれども、劈開に沿ひて第二次的絹雲母及び綠泥石の小片の發達せるものあり、又部分的に石英、長石、雲母、十字石又はその他の隨伴礦物を包裹物として含有し、時には著しき poikiloblastische の構造を示せるものあり。この事實は、明かに紅柱石が本岩中末期の產物たりし事を物語るものなり。

十字石は紅柱石に比し稍小量なれども、一般に 1~5 mm の良好なる結晶形を示し、他に稍微粒をなして紅柱石中に包裹せられ居るもの有り。劈開

は著しからざるも、b-軸に略直角に走る割目に富み、時には無数の碎片となれるものあり。多色性は著しくして次の關係を示せり。

$$X=Y=\text{明黄色} \quad Z=\text{褐黄色} \quad X=Y<Z$$

本礦物は概して新鮮なるも、一部に二次的の絹雲母及び綠泥石を生じ居れり。又一部には比較的多量の石英、長石、智丹鐵礦、燐灰石及び風信子礦等を含み、標式的篩狀構造を示せる所あり。

本岩を構造する他の主成礦物並びに伴隨礦物に關する記述はこゝに省略するものとす。

(3) 十字石紅柱石片麻岩の化學成分

上述せる Brissago の南 Piodina 產の十字石紅柱石片麻岩及びこれと關係深かるべき Brissago の北 8 km の雲母片岩の化學分析を瑞西 Bern大學、礦物學岩石學教室の Dr. H. Schumann に依頼せるに、第一表の結果を得たり。今十字石紅柱石片麻岩と地質學的並岩石學的に最も密接なる關係に在ると信ぜらるゝ既述の Ronco ¹⁾ 產の珪線石片麻岩並びに含柘榴石珪線石片麻岩に就き Frl. Dr. L. Hezner の分析せるものを併記し以て參考に供せんとす。

上記の表に於いて見るに、十字石紅柱石片麻岩(A)は他の三岩と同様に磐土に富める水成岩より誘導せられたるものたる事明かなり。これ等四岩は大體に於いて略々類似の成分を示す如きも、仔細にこれ等を見るに各岩石間には少々特筆すべき差異あるを認むるを得べし。例へば十字石紅柱石片麻岩(A)は、他の三岩(B, C 及び D) に比して k 及び (al-alk) の値小にして又十字石紅柱石片麻岩(A)と、含柘榴石珪線石片麻岩(C)は他の二岩(B, D) に比して、c の値大なるに注意せらる。即ちこれ等化學成分と各岩

1) U. Grubenmann, Vierteljahrschr. der Natur f. Ges. Zürich, 1907. 279頁。

und "Die kristallinen Schiefer" Berlin 1910. 176頁。

第 一 表

	A		B		C		D	
	mol. %		mol. %		mol. %		mol. %	
SiO ₂	59.91	67.6	58.43	68.4	54.15	64.2	59.27	69.8
TiO ₂	1.11	1.18	1.1379
Al ₂ O ₃	20.35	13.5	25.06	17.0	27.38	18.8	20.03	13.9
Fe ₂ O ₃	1.2168	1.37	1.66
FeO	4.83	5.7	4.57	5.0	4.65	5.8	5.11	6.6
MnO	.0806
MgO	3.33	5.7	2.48	4.3	2.80	4.9	2.49	4.4
CaO	1.47	1.8	.43	.5	1.42	1.8	.67	.9
Na ₂ O	2.61	2.9	1.33	1.5	1.12	1.2	.97	.9
K ₂ O	3.85	3.8	4.45	3.3	4.59	3.3	4.98	3.5
P ₂ O ₅	.0608
H ₂ O(+)	1.65	3.89
H ₂ O(-)3116
Glühverlust	1.4295
	100.46	100.0	100.34	100.0	99.72	100.0	100.00	100.0

	A	B	C	D
si	210	213	179	221
al	42	54	52.5	46
fm	35	29.5	30	36
c	5.5	1.5	5	2.5
alk	17.5	15	12.5	15.5
k	.49	.69	.73	.83
mg	.50	.46	.46	.40
al-alk	24.5	39	40	30.5
c/fm	.16	.05	.17	.07

- A. Staurolith-Andalusit-Biotitgneis von Piodida bei Brissago (分析者 H. Schumann).
- B. Sillimanit-Biotitgneis von Ronco, 2km N. von Brissago (分析者 H. Hezner).
- C. Granat-führender Sillimanit-Biotitgneis von Ronco, 2km N. von Brissago (分析者 L. Hezner).
- D. Glimmerschiefer von Losone bei Ascona (分析者 H. Schumann).

石中の造岩礦物の割合及び組合せとの間に密接なる關係の存在するものなる事は明かなり。(未完)

海綠石岩石の粒度組成に就て

理 學 士 八 木 次 男

緒 言

水成岩の粒度組成は組成礦物の性狀(大さ、形及び比重)、運搬及び堆積の方法、定時間に堆積する量、堆積地の狀況及深さ、及び堆積媒液の粘稠度等によりて左右せらるゝものにして、要するに其堆積的環境によりて定まるものである。即ち水成岩は堆積環境に従つてそれに適應せる粒度組成即ち石理を呈するものであるが故に、地質時代の水成岩石理はその堆積環境を表示して居るものと思はれる。其環境を知る方法としては、地質學的に又は岩石學的研究の必要なるは勿論ながら、他方現世堆積物の研究によりてこれを推定し得可きものと信ぜられる。この種の研究は成可く多數の實驗の綜合的結果によりて推論す可きは勿論であるが、茲には今日迄實驗せられたる結果と筆者の結果とを對比し、その一般的性狀より推して、地質時代の水成岩の堆積環境を知らんとするものである。

本邦海綠石岩の地質的產狀を綜合するに、樺太北海道本州に於ける豐富なる海綠石を含有する層は一定の產狀を呈して居る。即ち(1)堆積の中絶特に海浸相に發達する。(2)海綠石の最も良く發達して居る層は一般に砂岩層である。(3)海綠石は砂岩と頁岩との連續累層中に存する場合には、下部の砂質の部分に最も良く集中し、漸次頁岩に移過するに従つて、其大さ及び量を減じて居る。(4)海綠石岩は炭質物樹脂等の陸生植物遺骸を挾有する事があり、又屢々石炭層の上層數米の處にあり、而も連續累層をなす事等より瀕海乃至淺海の堆積物なりと推定せられる。

以上は地質的產狀の事實より推定せる環境なるが、筆者は更に進んで海

綠石岩の石理的分析を行ひ、現世堆積物のそれ等との比較研究より、其堆積環境を推定し、尙海綠石粒の大き及び量と其岩石を構成する碎屑物のそれとを比較して、海綠石の生成當時の状態を知らんとするものである。

分 析 方 法

堆積岩の粒度組成を知る目的を以て、筆者の採用したる方法は顯微鏡的方法及び機械的分析方法である。前者は充分膠結したる海綠石岩に就いて行ひ、後者は現世堆積物及び膠結充分ならざるものゝみに就いて實驗した。前者は普通岩石に就いて行はるゝ方法なるを以て、以下には後者の方法のみを簡單に述べる。機械的方法としては次の3方法即ち篩別法沈澱法及び重溶液法を採用した。篩別法は大きさによる淘別方法にして、沈澱法は大きさのみならず、形狀比重及び液の粘稠度等に関係するもので、兩者の併用は不合理なる可き筈なるも、兩者は各々異なる特徴を有するものである。篩別法は粒の形狀が球形にあらざる事及び篩目が同一ならざる事等により、絶體的に正確なる値は、之を得る事が困難である。尙沈澱法に於ても最初の沈降速度は懸濁體の粘稠度に左右せらるゝ事が多く、比重等による變化も大なるもので、粒子の正確なる大きを得る事が出来ない。本文は之等の方法の良否を論ずる目的にあらざるを以て、これ等の點に就いては他日報告する事とし、從來一般に採用せられたる方法によれる結果を述べる。

膠結充分ならざる海綠石岩の資料は、その約50瓦を數日間蒸餾水中に放置し、刷毛を以て各粒子に分離せしめ、現世堆積物の資料は乾燥せるものを約50瓦を取り、水中に投入し攪拌して各粒子に分離せしめた。斯く其組成礦物に分離するに至れる資料は、次に沈澱法によりて、最初に粘土分即ち0.005 mm以下の成分を除去した。この場合に其沈降する時間は Atterbergの實驗によれば10 cm/2 hrs.の速度である。然るに最初の間は電解質の存在により速に沈降するを以て、その沈降するをまち、上澄液を除去し、斯く

操作する事數回にして、浮游状態を保つ様になれば、猶これを4時間靜置して液上面より10cm間を除去し、次に3時間靜置して同様に除去し、最後に所定時間なる2時間之を靜置して同様に除去する事數回、表面より10cmの間が殆ど清澄となりたる時を以て粘土分の除去を終るものである。斯くして粘土分を除去せるものを前同様に處理し、その沈降時間を2分間とし泥土分(0.05~0.005 mm)を分離した。この場合に於ても、最初は懸濁體の影響を小ならしむる目的を以て、沈降時間を10分、5分及び2分とし、その上方10cm間清澄となりたる時を以て泥土分の分離を終るものである。以上の沈降實驗に於ける圓筒の太さは、沈降時間に關係するもので、その太過ぎる場合は靜止時間が長く、細過ぎる場合は互に沈降を防げる。之に對する最も適當なる太さは直徑5cmと認められるを以て、この太さの管を使用した。以上沈澱法によりて0.05 mm以下のものを除去せる資料を充分乾燥せる後、これを大體Thouletの分類に従ひ $\frac{1}{20} \sim \frac{1}{10}$, $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{4}$, $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{2}$, $\frac{1}{2} \sim 1$, 1 mm以上の5種に分別した。海綠石粒の分離は重溶液法によりて之を行ひ、然る後に撰別したのであるが故に、その値は絶體的に正確なるものを得る事が困難である。

分 析 結 果

(1) 現世堆積物 分析に使用せる資料は、青森灣、瀬戸内海、万石浦、伊勢灣霞ヶ浦、伊豆沼、兒島灣及び琵琶湖にて、其採取個所及び水深等は既に報告¹⁾せるを以て茲では省略する。之等各地の堆積物を沈澱法及篩別法によりて分析せる結果は第1表に示すが如く、それ等の結果を表圖せるものは第1圖Aである。以上の各地堆積物の礦物成分、其形狀及び重礦物等に就いては、他の結果と共に他日報告す可きを以て、茲では各地の堆積物の構成粒子

1) 本誌、第1卷64頁。

齋藤報恩會報, No. 5, 1929.

第 一 表

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
mm above 1.0	% 0.31	0.80	4.80
$1.0 \sim \frac{1}{2}$	1.89	1.61	2.96	2.93	8.59	6.06
$\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$	7.10	8.92	23.91	12.50	16.69	24.79	2.00
$\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$	31.58	33.41	30.71	12.26	11.51	26.35	12.79
$\frac{1}{10} \sim \frac{1}{20}$	26.73	21.31	25.54	31.29	30.85	28.06	23.60	26.89
$\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}$	11.30	12.00	9.79	12.94	18.41	6.89	29.87	36.54
clay	21.09	21.94	7.09	28.08	8.85	7.75	31.74	36.57

(1) 青森灣 (2) 瀬戸内海 (3) 万石浦 (4) 伊勢灣
 (5) 霞ヶ浦 (6) 伊豆沼 (7) 兒島灣 (8) 琵琶湖

量と其配分状態に就いてのみ述べる事とする。各地堆積物の粒度組成を見るに、圖に於て明かなる如く、青森灣、瀬戸内海の両者は、其組成粒子の配分状態は殆ど同様な性状を示して居り、 $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mm の大さのものが最大量を示し、再び粘土分に於て最大量を示し、自然淘汰作用が比較的完全に行はれたるものなる事を示して居る。伊勢灣の堆積物は以上と類似の自然淘汰の性状を呈するも、最大量を示す粒の大きさが前者と異なり、 $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{20}$ mm のものである。万石浦、霞ヶ浦及び伊豆沼等の組成を見るに、最大量を示す大さの粒が存するが、其粒子の配分状態が廣く、又最大量が著しくなく自然淘汰作用の充分にあらざる事を示して居る。以上の結果のみで各型の堆積物の堆積環境を明瞭に解決する事は充分ではないが、堆積場所の地形に應じて、その粒度組成が變化する傾向を示すものと云ふ事が出来る。以上の結

第 一 圖

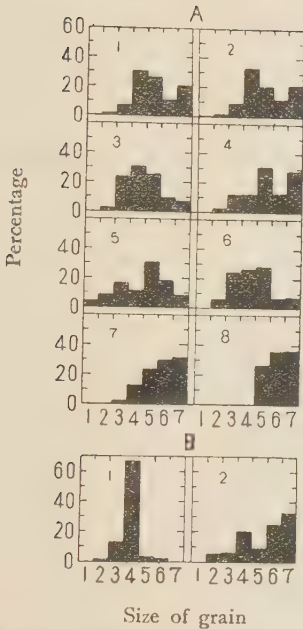


圖 A, B の横軸の大きさは次の如し
 1...above 1.0 mm 2... $1.0 \sim \frac{1}{2}$ mm
 3... $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$ 4... $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$
 5... $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{20}$ 6... $\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}$
 7...clay
 圖 A. 1...青森灣 2...頼戸内海
 3...万石浦 4...伊勢灣
 5...霞ヶ浦 6...伊豆沼
 7...兒島灣 8...琵琶湖
 圖 B. 1...海濱砂 2...大洋淺海
 (Pettijohn) (Thorp)

果に於て、最大量を示す粒度は堆積物中に最も多量に存する事を意味し、其大きさは其處に於ける淘汰作用が其大きさに對し、最も著しかつた事を示すものであり、第1圖B(1)の如く、或る粒度の最大量が他粒度に比し特に著しき場合は、自然淘汰作用の充分なる事を示すものである。第1圖A(1)(2)の如く海岸より少し離れたる堆積物は海濱砂¹⁾〔第1圖B(1)〕の如く比較的淘汰されて居り、後者と異なるは粘土分の如き細粒物に於て、再び最大量を示して居る事である。而して之等は大洋淺海の堆積物の粒度組成²⁾〔第1圖B(2)〕と類似の性狀を呈して居る。即ち海濱より漸深的にある海底の堆積物は、海濱を離るゝに従つて細粒物を増加するものである。然し、之等が海底の地形によりて支配せらる可きものなるは、注意を要する。万石³⁾浦、伊豆沼及び霞ヶ浦の湖瀉の場所

1) Pettijohn, E. J., Jour. Geol., 39, 432, 1931.
 2) Thorp, E. M., B. of the Scripps Inst. of Oceanography La Jolla, Calif., Vol. 3 No.1.
 3) Trask, P. D., B. Am. A. Petrol. Geol., 15, 271, 1931.

の堆積物の粒度組成は淘汰媒液小量にして、淘汰區域が小にて且つ波の淘汰作用が著しからざるを以て、第1圖3,5,6の如く、瀨海の堆積物の組成に比して、自然淘汰の顯著ならざる事實を示して居る。霞ヶ浦の堆積物組成が万石浦と異なるは、河川の影響によるものと考へられ、河川の流動の急激なる變化により、其組成が不規則となり、粒の配合状態も廣くなるものと思はれる。以上の如く海底及び瀉湖の堆積物の粒度組成には其場所に應じて特徴があり、前者は後者に比して自然淘汰作用の良好なる事を示し、明に兩者は粒の配分状態に於て異なる事を示して居る。

(2) 海綠石岩¹⁾ 樺太本斗の南方、南名好の小林澤の資料は今井博士の吐鯉保層の基底部なる泥灰質砂岩の上部なる暗灰色海綠石砂岩である。この砂岩中には石炭の破片及び燧石頁岩等の圓礫を含有するが、資料は之等を含有せざる部分である。機械的分析結果は第2表(1)に示すが如く、この結果を表圖せるものは第2圖A(1)である。この砂岩は圖にて示さるゝ如く、 $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mmの粒及び粘土分に於て最大量を示して居る。碎屑物の多くは石英燧石等にて他に長石等を混じ、0.6 mm以上のものは半球形を示すもそれ以下のものは角稜形のものが多し。砂岩中の海綠石粒の大きさ及び量は圖に於て破線の區分にて示さるゝが如く、0.24 mm~1.30 mmの大きさ有し、この内最も多量なるものは1.0 mm内外のものである。この結果を碎屑物のそれと比較するに、海綠石粒は碎屑物に比して、大きが大にて且つ其量も多い。以上の結果を見るに碎屑物のみの組成粒子の配分状態は現世堆積物の内淘汰稍充分なる型即ち第1圖A(1)(2)の如き海底堆積物のそれと類似の性状を示して居り、寧ろ之等より自然淘汰の充分なるものなる事を示して居る。然るにこの海綠石岩は碎屑物粒の配分状態と海綠石粒の配分とを共に考ふるときは、其の粒度組成に於て、一見淘汰作用の充分にあらざる

¹⁾ 地學雜誌, 483 號, 412~422, 1929。

事を思はしむるものであるが、この事實は海綠石の成因に 關聯 するものにして、その點に就いては後述する。

ケナシボロ海綠石岩は増幌川を距て、増幌油田の對岸なるケナシボロ澤上流に露出する、海綠石を含有する灰白色砂岩にして、恐らく増幌層中のものと思はれる。分析せる結果は第2表(2)に表すが如く、圖表せるものは第2圖A(2)である。圖で明かなる如く、小林澤のものと同様に $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mmの碎屑物が最大量を示し再び粘土分に於て最大量を示して居る。碎屑物は主として斜長石にして、石英、角閃石、輝石、雲母等を混じ、尙火山岩 石基の破

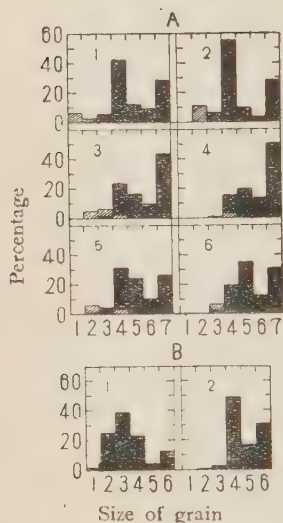
第 二 表

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
$1.0 \sim \frac{1}{2}$ mm	% 0.65	1.04
$\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$	5.95	6.15	1.84	0.99	4.33	2.34
$\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$	42.74	55.59	23.16	15.52	31.04	19.57
$\frac{1}{10} \sim \frac{1}{20}$	12.65	9.66	16.67	19.63	24.73	35.01
$\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}$	9.25	3.37	9.63	13.08	10.62	12.06
clay	28.78	25.23	48.70	50.06	26.10	31.02

(1) 小 林 澤 (2) ケナシボロ澤 (3) 雙葉坑下部
(4) 雙葉坑上部 (5) 穂別下部 (6) 穂別上部

片を挟有し、之等の形狀は一般に角稜形である。海綠石粒は橢圓體形のものが多く、其大さ0.24~1.05 mm なるも、0.65~0.97 mm のものが最も多量を占めて居る。海綠石粒と碎屑物との大さを比較するに、前者は後者より大で、小林澤海綠石岩で見らるゝ如き關係を示して居る。

第 二 圖



圖に於ける粒の大きさは次の如し。

圖 A 1... above 1.0 mm 2... 1.0 ~ $\frac{1}{2}$ mm

3... $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$

4... $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$

5... $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{200}$

6... $\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}$

7... clay

圖 B 1... above 1.0 mm 2... 1.0 ~ $\frac{1}{2}$ mm

3... $\frac{1}{2} \sim \frac{1}{4}$

4... $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{20}$

5... $\frac{1}{20} \sim \frac{1}{200}$

6... clay

圖 A 1... 小林澤 2... ケナシボロ澤

3... 雙葉坑下部 4... 雙葉坑上部

5... 穂別下部 6... 穂別上部

圖 B 1, 2... 海綠石砂岩型 (Goldman)

北海道美流渡炭坑雙葉坑¹⁾海綠石砂岩は幌内層基底部のものにして、基底部は圓礫を挟有して含炭層と接觸するが、資料は基底部より 30 cm 上方より採取せるもので之を下部とし、これより上方 8 m の處より採取せるものは上部資料である。而して基底部は砂質にして漸次上層になるに従ひ粘土分を増加し、遂には頁岩となり、海綠石粒も亦下部の砂質のものには完全なる橢圓體形のもが多く、漸次頁岩に移過するに従つて其量を減じ、且つ其大きさも小となつて居る。下部の砂質の部分には、其成層面が互に交錯し、海綠石粒の橢圓長軸の方向がそれ等の成層面と略々一致し、明に淘汰

作用を受けたる事を示して居る。下部及上部海綠石岩を分析せし結果は第 2 表 (3) 及び (4) に示し、この結果を第 2 圖 A (3)(4) に表圖した。この海

1) 今井半次郎, 地質古生物學教室研究邦文報告, 第 1 號。

綠石岩石の碎屑物の配分状態は前 2 者と類似の性状を呈し、下部のものは $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mm 及び粘土分の 2 組成が最大量を示して居り、上部のものにありては $\frac{1}{10} \sim \frac{1}{20}$ mm 及び粘土分に於て最大量を示し、上部なるに従つて細粒の組成を示して居る。海綠石粒の大きさは圖に示すが如く下部に自形を保つ大なる粒子 (0.25~0.50 mm) が多く、漸次上層なるに従つて $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mm の如き細粒となり、其量も少ない。この事實は村田理學士も幌内層に就て、上層するに従ひ海綠石粒の漸減する事を認められて居る。碎屑物と海綠石粒との大きさの關係は、小林澤、ケナシボロ澤のものと同様な關係にあり、後者は前者より大である。

穂別海綠石岩は北海道勇拂郡穂別川河岸に露出するもので、函淵砂岩を不整合に被覆する幌内層底部のものと思はれる。基底部は圓礫を挾有する約 1m の硬質の砂岩で少量の海綠石粒を含有して居り、海綠石砂岩となるに及び多少粘土分を増加し、而して頁岩に移過して居る。下部資料は海綠石砂岩の内下部のものにして、上部の資料はこれより 5 m 上層のものである。分析結果は第 2 表 (5)(6) 及第 2 圖 (5)(6) に示す通りである。之等の組成粒子の配分状態は圖に於て明かなる如く、前者 (雙葉坑) と同様な性状を示し、漸次上層なるに従ひ細粒となつて居り、又海綠石の分布も雙葉坑と類似の性状を呈して居る。

以上は本邦海綠石岩の内、比較的膠結せざるもの、機械的分析等の結果による粒度組成の定量的表圖なるが、他の海綠石岩は膠結充分なるが故に、其粒度組成は顯微鏡によらざれば之を分析し難い。顯微鏡的粒度組成に關する各地の海綠石岩の詳述は他日海綠石岩の顯微鏡的觀察に就いて述ぶるを以て、茲では各地のもの、綜合的結果のみを述ぶる事とする。

海綠石岩の粒度組成は上述の如く、大略次の 3 種に分類する事が出来る。

即ち (1) 全く砂粒のみよりなる砂岩、例へば函淵砂岩層中比較的下部のもの、北海道宗谷半島利矢古丹海綠石砂岩の下部及び樺太大泊東方女麗附近の下部海綠石砂岩の下部のもの等である。この種のものに於ては、海綠石粒と碎屑物との大きさの關係は前者は後者より小なるか又は殆ど同一にして完全なる粒が少量である。(2) 多量の粘土分よりなる頁岩性のものにして之を (a) 海綠石砂岩層が漸移的に頁岩性になつて居る場合のもの、(b) 海綠石頁岩が單獨に存する場合の2種に分たれる。前者の場合の如き粒度組成のものは、前述の雙葉坑、穗別及び利矢古丹、女麗海綠石砂岩等の上部のものにして、一般に下部の砂岩中の海綠石粒に比し、其大小小さく且量も少量で、碎屑物と比較するときは殆ど同一なるか或は大なる大きさを有して居る。後者は頁岩の粒度組成を有するものに海綠石の存するもので、例へば幌内層基底部の一部の海綠石岩(石狩地方の清水澤、登川の海綠石岩)、若鍋層中のもの、女麗層上部のもの、山形縣熱海附近及能登大呑附近等に露出するものである。この型のものは、海綠石粒が完全なる大形で、碎屑物の大きさと比較するに一般に大にして、多量に集中して居る。(3) は以上の中間の粒度組成を呈するもので、前述の機械的分析をなせるもの(1,2,3,5)、樺太名寄西條川上能登呂に露出するもの及び三倉層(静岡)中のものが其例で、本邦海綠石層の内て最も良好に發達するものであり、海綠石は一般に碎屑物より大にして完全なるものが多い。最も標式的に海綠石岩が發達する場合には、以上の3種の粒度組成のものゝ内、1, 3, 2aの順序に成層をなし、而も之等の間には明瞭なる境界がなく移過して居り、之等が單一に存する場合は極めて稀である。2bの組成のものは單獨に存し、其產狀が普遍的なるが能登熱海のものを除いては海綠石層の發達が良好でない。

本邦に發達する標式的なる海綠石砂岩の粒度組成を現世のそれと比較するときは第1圖A及び第2圖Bに示すが如く、万石浦、伊豆沼及び霞ヶ浦

等の湖瀉の堆積物の粒度組成とは異なる性質を示し、青森灣及瀬戸内海の粒配分状態と類似の性質を示し、寧ろ之等の場合よりも淘汰作用の充分¹⁾に行はれたる事を示して居る。尙他の實驗結果即ち第2圖B(1)(2)と比するとき Goldmann の海綠石型砂岩と略々一致せる性質を呈するものである。以上の事實のみより考ふるも海綠石層は地質學的に一般に認らるゝ如く、海成層なる事は疑ふ可からざる事實である。而して利矢古丹、女麗穗別等に發達する海綠石層は下部は砂質にして漸次上層になるに従つて粘土分を増加し遂に頁岩となるの事實は、海濱堆積物より漸次海岸を離れたる堆積相を示し、海浸相なる事を暗示して居る。海綠石粒の形狀、大き及び分布状態より標式的海綠石岩を考察するに、前述の如く最下部の單純なる砂岩の組成の部分に於ては、一般に海綠石粒は碎屑物と同様な大きなものか又は寧ろ小であり、其量も比較的少量なる場合が多く、其形狀も完全なるものが少ない。而して其上層即ち粘土分を少量に混じたる組成の部分に於ては、海綠石粒が碎屑物より常に大で、完全に自形を保つものが多く、尙上層なる頁岩の組成の部分に於ては碎屑物と比するときは大なる形狀なるが、下部の海綠石粒と比較すれば著しく其形が小となり量も減じ且大なるものは完全に自形を保つものが少い。即ち海綠石粒の配分状態及び碎屑物の粒度組成の點より考ふるも、本邦の主なる海綠石岩は比較的充分なる淘汰作用を受けたる事が明かであると思はれる。茲に注意すべき事は海綠石の比重(2.63~2.71)と他の碎屑物のそれとを比較するに、殆ど同一なるに係はらず、第2圖Aに示すが如く、標式的海綠石岩に於ては、海綠石粒が碎屑物より常に大なる事實である。この事實が若し淘汰作用の不完全なる事を意味し例へば霞ヶ浦の現世堆積物の如き粒度組成に相當するならば、海綠石

1) Goldman, M. I. Adissertation submittd to the board of umversity studies of the Johns Hoskins University, 1916.

粒のみならず、これと類似の比重を有する他の碎屑物も存在す可きである。然るに海綠石粒のみが他の碎屑物より大なる粒度を示すを以て、他に其原因を考ふる必要がある。其原因は海綠石粒が現在の如き密度に達せざる以前即ち海綠石化作用の完成前に其粒が淘汰作用を受けて堆積せるに至りたるものなるか、或は現地にて形成されたかの何れかである。海綠石岩が前述の 1,3,2a の如き粒度組成の層は明に前者の原因により、2b の如き層は後者の原因によるものと推定せられる。この事實は筆者等が現在の海綠石粒に就いて、¹⁾觀察せる結果を肯定せしむるものである。即ち本邦海綠石岩の海綠石粒の大部分は Coprolitic origin のものと考へられ、其泥粒の海綠石化作用の程度により、其密度及び大きさに従つて、淘汰作用の強弱によりて、各々これ等に適合せる場所に集中堆積せるものと考へられる。この考へによれば、何故海綠石層の下部砂岩に海綠石粒の完全なるもの少く、粘土質の砂岩に完全なる形を保つ大なる粒が多く、其上部になるに従つて漸次粒の大きさが小になる事實を良く説明する事を得可く、且前述の第 2b に屬する粒度組成のものが、其發達良好ならざる事に對し明答を與へ得るものと云ふ事が出來よう。

總 括

(1) 本邦の主なる海綠石岩は其粒度組成より、これを 3 種に分類するを可く、最も良好に發達する海綠石砂岩の粒度組成は $\frac{1}{4} \sim \frac{1}{10}$ mm 及粘土分に於て最大組成を示し、淘汰作用が充分に行はれたる事を示して居る。而して Goldman の分析結果と比するに灣より大洋迄の淺海堆積物の粒度組成と一致し、海綠石型の組成と類似して居る。

(2) 海綠石砂岩の粒度組成を本邦沿海湖瀉の堆積物のそれと比較するに湖瀉の堆積物とは異なる性狀を呈し、青森灣及び瀬戸内海の海濱より離れ

1) Economic Geology, Vol. 24, 838~852, 1929,

たる堆積物の粒度組成と類似して居る。

(3) 海綠石層の下部上部との機械的分析結果によれば、碎屑物は下部に粗粒で、上部になるに従つて粘土分を増加して頁岩に移過して居る。海綠石粒と碎屑物との大きさの關係は最下部が單純なる砂岩の場合には、一般に海綠石粒の發達が悪く、前者は後者と同一の大きなか又は小で完全なる粒が多く、之れに反し多少粘土質なるに及び前者は後者より大で完全なる粒が多く、頁岩に漸移するに従つて前者の量及び大きさが減じ、後者と同一なるか又は大なる大さである。

(4) 海綠石岩は單純たる砂岩よりは、常に多少粘土成分の多き堆積岩を形成し、而も海綠石粒と粘土分とは、量的に互に補償的關係を示すは、最も注意す可き現象である。

(5) 以上の事實より考察するに本邦海綠石岩の主なるものは、其粒度組成より、灣及び大洋の瀕海乃至淺海に於て生成せられたるものと推定せられ、海綠石粒の集中は其環境による可きは勿論ではあるが、或程度の淘汰作用によるものと考へられる。

(6) 海綠石粒がその岩石の碎屑物よりも粗粒なる事及びその比重の比較的大なる事實は、海綠石が未だ現在の密度に達せざる以前、即ち Coprolitic mud-grains の海綠石化作用の完成前に淘汰作用を受けて、現地に堆積するに至れるか、或は初めより現地に Coprolitic mud-grains が形成されたるかの何れかによる事を示すものである。而してその何れの場合に於ても、海綠石化作用は現地に於て完成されたる事を肯定せしめる。

この研究は 高橋教授の 御懇篤なる御指導によるものにして、同教授に對し深く感謝する。(完)

古銅輝石の結晶構造(1)

理學士 高根勝利

小笠原岩は Petersen によりて始めて記載せられたる特種の玻璃岩石にして其主成分礦物は古銅輝石なり。神津教授は多年本岩に就き考察せらるる所ありて、先づ古銅輝石と玻璃の性質を究むるに力を注がれ、又玻璃の分解生成物たる輝沸石に就きても研究せられ、これ等の結果の一端は既に發表せられたる所あり。筆者は本研究の繼續として本古銅輝石の結晶構造を考究すべき役割を受持ち、其研究に従事し今大要を終りたるを以て茲に報告せんとす。實驗に使用せる標本は神津教授の採集せられたる者にして又實驗中御懇篤なる御指導と御鞭撻とを忝ふしたることを深く感謝す。

研究の歴史と問題の提示

古銅輝石はその名の示す如く從來習慣的に輝石族と考へられたれども、物理的に化學的に何等の深き根據は存在せざりしが如し。本結晶は斜方晶系に屬し、HF による蝕像の研究によりて Daly²⁾は之を完面像晶族に屬となせり。

單斜輝石なる透輝石の形態に關しては、何れの參考書を播くも $a:b:c=1.0921:1:0.5893$, $\beta=74^\circ 11'$ とありて一致せるも、斜方輝石の形態に關しては研究者によりて (100) 面と (010) 面との撰び方を逆にせり、普通に用ひらるる著名なる參考書

Hintze; Mineralogie II.

J. D. Dana; System of Mineralogy, New York, 1909.

Rosenbusch-Wülfing; Mikroskopische Physiographie I. 2. Stuttgart, 1927.

P. Niggli; Lehrbuch der Mineralogie II, Spezielle Mineralogie.

1) 神津叔祐, 河野義禮; 岩石礦物礦床學, 6, 273~276, 昭和六年。

S. Kôzu, M. Masuda; Sci. Rep. of Tôhoku Imp. Univ. Ser. III. III. 1. 33. 1926.

2) Daly; Proc. Amer. Ac. Arts and Sci, Vol 34, No. 15, 425, 1899.

に於て第一表の如く Dana 及び Hintze と Rosenbusch-Wülfing 及 Niggli とは a 軸と b 軸の取り方を互に逆にせるを知るなるべし、Winchell はその著 Elements of Optical Mineralogy に於て斜方及び單斜晶系に於て、アルカリを含む特別の礦物を除きて、光軸面が (010) に平行する如く結晶軸を

第 一 表

	$a : b : c$	Op. pl.
<i>Dana</i>	0.97020 : 1 : 0.57097 (Enstatite) 0.97133 : 1 : 0.97037 (Hypersthene)	(010)
<i>Hintze</i>	0.97016 : 1 : 0.57097 1:1.0308 : 0.5885 (Bronzite) 0.971326 : 1 : 0.57000 1 : 1.0295 : 0.5868 (Hypersthene)	(010)
<i>Rosenbusch- Wülfing</i>	1.0295 : 1 : 0.5868 (25% FeO)	(100)
<i>Niggli</i>	1.0308 : 1 : 0.5885 (Enstatite) 1.0319 : 1 : 0.5872 1.0295 : 1 : 0.5868 (Hypersthene)	(100)

選定せるが如く思はるも結晶の光學性が波長と温度とによりて變化し又珪酸鹽が種々の固溶體を形成する場合に著しき變化をなすことを思へば、かくの如き選定法が從來已むを得ざりし方法なりとは言へ、何等本質的ならざるものなるを知るべし。周知の如く斜方晶系に於ける a 軸と b 軸の取り方は全く任意なるを思はば、形態學のみよりして一義的な解決の不可能なるを知るなるべし。斜方輝石の礦物分類上の位置を解決する目的にて R. W. G. Wyckoff, H. E. Merwin 及び H. S. Washington¹⁾ は粉末法に

1) R. W. G. Wyckoff, H. E. Merwin and H. S. Washington; Amer. J. Sci., Ser. V. 10, 383~397, 1925.

よりて廣く輝石族及角閃石族の研究を行へり。B. Gossner 及 F. Mussnug¹⁾ はこの問題及び斜方輝石の軸の選定法の問題を解決する爲め廻轉結晶法により

$$\text{Enstatite (Norway)} \quad a=8.93\text{\AA}, \quad b=18.2\text{\AA}, \quad c=5.12\text{\AA}$$

$$\text{Hypersthene (Bayer)} \quad a=8.84\text{\AA}, \quad b=18.23\text{\AA}, \quad c=5.20\text{\AA}$$

となし、Dana 及 Hintze に従ひて軸を選び軸率の a 及 c を各 $1/2$ 倍せる結果となれり。

B. E. Warren 及び D. I. Modell¹⁾ は Enstatite の結晶構造を研究して、Diopside の (010) と Enstatite の (010) との X 線反射の類似よりして、Diopside 構造より Enstatite 構造を導き出し

$$\text{Hypersthene (Mt. Dore)} \quad a=18.20\text{\AA}, \quad b=8.86\text{\AA}, \quad c=5.20\text{\AA}$$

なる單位格子を與へ、その軸率は $2.055:1:0.587$ となり、P. Groth の軸率 $1.0308:1:0.5885$ の a が二倍されたるものなるを知る、Warren 及 Modell の研究を見るに初めより偶然 Niggli 等の軸の選び方に従ひて礦物を取扱ひ、かゝる問題を解決するものとしては余りに忠實に Diopside 構造を基礎として Enstatite のそれを導き出せるの缺點を認む。

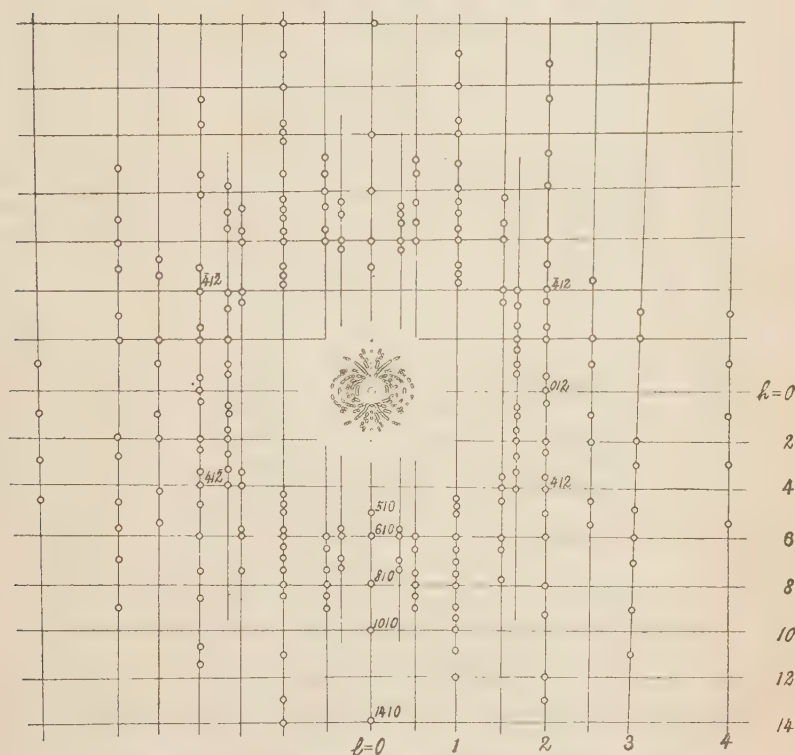
ラウエ寫眞による軸率の決定

Warren 及 Modell の決定せる單位格子の大きさより軸率を計算せるものは Groth の測角によるものよりも少しく小なるを見る、又第一表を見るに化學成分の變化によりても斜方輝石の軸率の變化せるを知る。故に筆者は小笠原父島産の古銅輝石につきても之を確むるの必要を認め彈性軸 X に垂直なる YZ 面に平行なる厚さ約 0.5 mm の結晶板を作り、 W -對陰極を有するクレリツチ管球よりの極めて小なる X 線束をこの結晶板に垂直に當て、

1) B. Gossner and F. Mussnug; Z. Krist., 70, 234~248, 1929.

2) B. E. Warren and D. I. Modell; Z. Krist., 75, 1~14, 1930.

第 壹 圖



古銅輝石の(010)面に垂直に X 線束を投射して撮れるラウエ寫眞
のグノモン投影圖

ラウエ寫眞をとれり、この際 60 K. V., 5 m. A. なる條件にて實驗せり。礦物は Fedrow 臺上に置き、礦物の傾を任意に變化し得る如く裝置せり、簡單なる投影によりて結晶の傾斜の角度を知りて之を正し、YZ 面の正しきラウエ寫眞を得たり。之にグノモン投影を施し、次に結晶構造の解析より明かなる如く Y 軸を結晶軸 a と選ぶ理由あるを以つて、それに従つて面指數を決定せり、その際廻轉結晶法の結果をも参照せり。ラウエ寫眞の投影圖は第一圖に見るが如し。礦物臺と寫眞乾板との距離は特別に設計せる裝

置を用ひて 0.05 mm の程度の精度を以つて測定して 50.33 mm とせるも、
 礦物中にて X 線廻折を生ずる位置が、不明なる結果その影響を補正するに
 當りて、嘗て神津教授と筆者との行へる方法¹⁾を用ひて 礦物と乾板の距離 R
 は 50.50 mm なるを知れり。

ラウエ寫眞に現れたる柱面 (pq0) に $a = \frac{p}{q} \tan \alpha$ 式を用ひて、(510),
 (610), (810), (10,1,0) につきて求めたる a は第二表の如く $a = 2.0537$ と
 なれり。

第 二 表

$pq0$	α	(010) : (pq0)	a
510.....22°	19.5'	67° 40.5'	2.0532
610.....18	53.5	41 6.5	2.0533
810.....14	24.0	45 36.0	2.0541
1010.....11	36.7	78 23.3	2.0542
			mean 2.0537

c の計算に用ゆべき (0qr) に對するラウエ斑點は (012) のみを得たるを以
 てこれを用ゐて $c = r/q \tan \alpha$ より算出すれば

$0pr$	α	(010) : (0pr)	c
012.....16°	20.5'	73° 36.5'	0.5864

となり、父島産古銅輝石の軸率は

$$a : b : c = 2.0537 : 1 : 0.5864$$

となれり。

單位格子の決定

古銅輝石結晶の單位格子の大きさを決定する爲め結晶軸の方向に延びたる
 三つの 0.3×0.4×3.0 mm なる結晶柱を作りて夫々の結晶軸を廻轉軸とし

1) S. Kôzu and K. Takanè; Sci. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Ser. III III, 3, pp.
 171~175, 1929.

高根勝利; 岩石礦物礦床學, I, 71, 昭和四年.

て廻轉結晶法及び 30°往復振動法を行へり。(010)面の薄片を鏡下にて高き倍率にて檢するに c 軸を含める微小なる双晶様のものを認め、X 線廻折線が小なる數本の線に分れて好結果を得ざりし場合ありしはこの影響によれるものならんか。今回の實驗に於て Cu-對陰極を有する管球を用ひたる爲め寫眞を甚しく汚損したり。X 線源として Hadding-Siegbahn 型の金屬磁器製管球を 65 K.V. 6 m.A. に働かしめたり。Cu-對陰極よりの X 線束をその廻轉軸に垂直に投射し、廻轉結晶法にては之を中心とする圓筒狀の film に撮り、振動法にては乾板上に撮れり。その計算に當りては通常の解析法に従ひ reciprocal lattice を用ひ、濃度の測定は其寫眞中にて最強のものを 100 として visual estimation によれり。各寫眞に於ける相當方向の layer line の距離及 zero layer line に於ける (hoo), (oko), (ool) より求めたる單位格子の大きさは

$$a = 18.16 \overset{\circ}{\text{Å}}$$

$$b = 8.84 \overset{\circ}{\text{Å}}$$

$$c = 5.19 \overset{\circ}{\text{Å}}$$

となり。この單位格子の大きさより軸率を計算せるものは

$$a : b : c = 2.0543 : 1 : 0.5871$$

となれり。されば實驗誤差の範圍内に於て大體前出のラウエ斑點より得たる値と一致せり。されば斜方輝石の形態に於て錐面 (hkl) は Rosenbusch-Wülfing 及 Niggli の前記參考書に於けるものは (2hkl) とすべく、Dana 及 Hintze の參考書に於けるものは (2k'h'l') と訂正すべきなり。従つて大日本礦物誌中の父島産古銅輝石の面指數は Dana の System of Mineralogy の軸率に従へるを以つて (hkl) は (2k'h'l') の如く取扱はざるべからず。

次に之等の資料と既知資料とより次式によりて單位格子中に存在する結

晶分子の数を求めん。

$$n = \frac{V \rho N}{M}$$

こゝに

n : 單位格子中に存在する結晶分子の數

ρ : 結晶の比重

N : アボガドロの恒數

M : 結晶分子の分子量なり。

本古銅輝石の成分に關しては神津教授と河野學士¹⁾の研究あり。その結果 15 FeSiO₃ · 85 MgSiO₃ なる古銅輝石なること明なり、之より分子量を計算するに

$$M = 0.15Fe + 0.85Mg + SiO_3 = 105.4$$

となる、又筆者が河野學士の分析に供せると同様の綠色透明の結晶片を鶯砂中より選り出して比重壘法によりて温度 19°C にて直接測定せるものは

$$[\rho]^{19^\circ} = 3.3427$$

となり、之に水の膨脹による補正を施せるものは

$$[\rho]_{\frac{4}{3}}^{19^\circ} = 3.3374$$

となる。之を Winchell¹⁾の表示した FeSiO₃—MgSiO₃ 系に於ける化學成分と比重の變化の圖表より、その化學成分を内挿法によりて求むる時、15.5FeSiO₃ 84.5 Mg SiO₃ となりてよき一致を示せり。 $\rho = 3.34$ として n の値を計算するに

1) 神津叔祐, 河野義禮, Op. cit. SiO₂=55.37, Al₂O₃=0.93, Cr₂O₃=n. d. Fe₂O₃=0.65, FeO=9.30, MgO=31.22, CaO=1.80, Na₂O=0.21, K₂O=tr., H₂O=0.32, TiO₂=tr., MnO=0.15 より 15 FeSiO₃ · 85 MgSiO₃ となれり。

2) Winchell, Elements of Optical Mineralogy II. 177, New York, 1927.

$$n = \frac{18.16 \times 8.84 \times 5.19 \times 10^{-24} \times 3.34 \times 6.06 \times 10^{23}}{105.4} = 16.00$$

となりて、古銅輝石の單位格子中に古銅輝石分子 (Mg, Fe) SiO₃ の 16 が存在することを示せり。この數字を見るに、偶然にも全き整数となり、逆にこゝに用ひたる實驗値が割合に注意深く決定されたることを物語るものと言ふべし。

化學分析の結果を假りに包裹物等の影響なきものとして各酸化物の分子比に換算し AlAlO₃, FeFeO₃ 等は (Mg, Fe) SiO₃ を置換するものとして計算する時分子比として SiO₂ に 0.017 の不足を生じて、81.3 MgSiO₃, 3.3 CaSiO₃, 13.8 FeSiO₃, 0.9 AlAlO₃, 0.4 FeFeO₃ となりその分子量を計算する時 M=105.44 となる、この數字を用ひて n を計算するも 16 に極めて近き數を得べし。(未完)

研究短報文

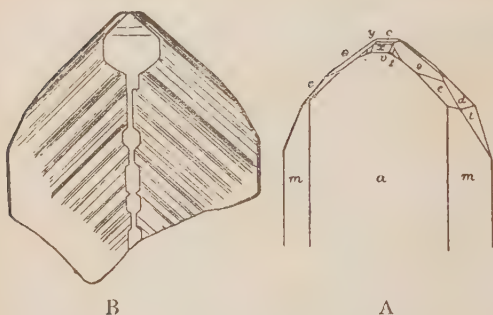
トレマドツク産板チタン石の光軸角の分散現象

理學博士 神 津 俣 祐

板チタン石 (Brookite, TiO₂) は斜方晶系に屬し、正方晶系の金紅石 (Rutile)・及び銳錐礦 (Anatase) とは同質異像の關係を保てるは夙に礦物學者の知る所なり。且つ其光軸角は光波の種類によりて著しく變化するのみならず、其光軸面も短波に對する時と長波に對する時とは互に直角の位置に變ずる特異性も亦普く知らるゝ所なり。

この性質は 1883 年 v. Zepharovich の研究發表によりて廣く人の知る所となれり。然れども當時に於ては其測定の設定現代と比すべくもあらず爲めに其結果も充分精密なるを得ざるは止むを得ざるなり。

第一圖



余は 1914 年 ケンブリッジ大學に學べる時、當時の礦物學教授 W. J. Lewis より Wales, Toremadoc 産本礦物の一片を惠與されたとれば直に光軸角の分散現象を測定せり。その結果は長く筐底に藏し未だ發表の機なかりしが、茲に記して餘白を汚すことゝせり。

本實驗に供せる結晶は von Rath の本産地のものに就きて記述する晶癖（第一圖 A）に酷似すれども、一層扁平なる板狀を呈し c 軸に沿ふて約 1「セメ」、b 軸に沿ふて約 8「ミ・メ」、a 軸に沿ふては僅かに 0.5「ミ・メ」のものなり。結晶は濃赤褐色を呈するも顯微鏡下に檢すれば第一圖 B に示すが如く複雑なる累帶構造を示し其色均一ならず。

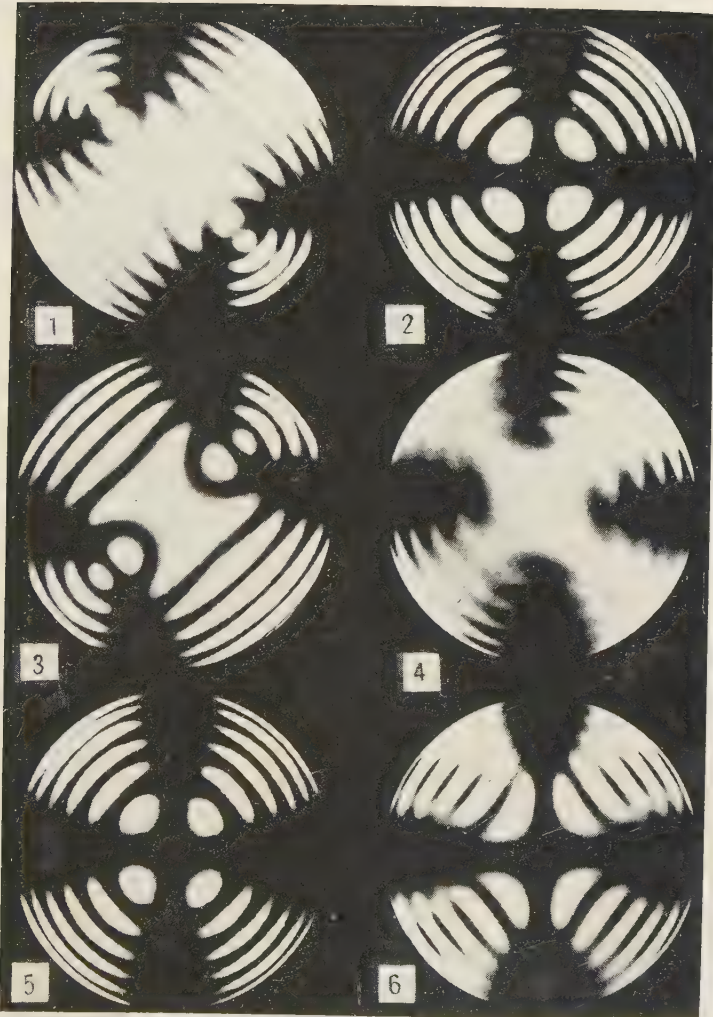
本結晶の中央部に就きて第一表に示せるが如き 8 種の光波を用ゐる光軸角を測定せり。測定の場合に干涉像を明瞭ならしむる爲め結晶は液體中に浸

第一表

Change in the optic axial angle of Brookite for different rays.

λ in $\mu\mu$	E at $14^{\circ}C$		E' (cal.)
508.5	21°	52.5
535	10	55.0
548	0	0	0° 0' 0''
554	9	20.7	8 59 30
589	19	36.7	18 56 0
610	23	45.2	22 34 0
644	26	58.9	27 2 20
671	27	41.9	27 50 40

第 三 圖

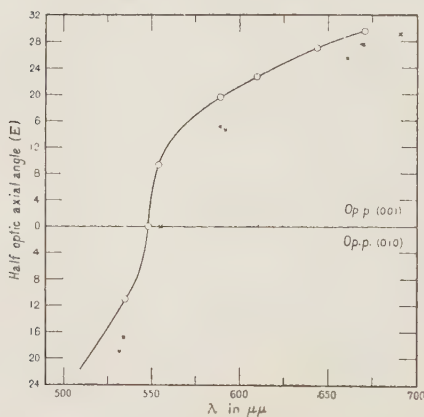


1. 波長約 520 μ , 光軸面 = コル錐の振動面と 45° , 光軸面(010)に平行。
2. 波長約 545 μ , 光軸面 = コル錐の振動面と 45° 。
3. 波長約 589 μ , 光軸面 = コル錐の振動面と 45° , 光軸面(001)に平行。
4. 白色光線, 光軸面 = コル錐の振動面と 45° 。
5. 波長約 545 μ , 光軸面 = コル錐の振動面と平行。
6. 白色光線, 光軸面 = コル錐の振動面と平行。

せるを以て、これにて得たる測定値 H は液體の分散を知りて空氣中にて測定し得る値 E に換算して第一表に示せり。この結果を圖示すれば第二圖に見るが如し。

第二圖に見るが如く本礦は波長 $548 \mu\mu$ にて光軸角は零度となり、其れより

第 二 圖



り短き時は光軸面は (010) 面に平行し、長き時は (001) 面に平行す。而して銳角等分線は常に彈性軸 Z 即ち結晶軸 a と平行するを以て光軸面は a 軸に沿ふて 90° 廻轉せる關係を示す。

本礦はかくの如き光學性質を有するを以て今 (100) 面に平行の薄片を作り、收

斂偏光線を以て顯微鏡下に觀察する時は第三圖に示すが如く、若し單光線を用ゐて其波長を變化すれば 1, 2, 3 及び 5 の如く、白色光線を使用する時は 4 及び 6 に見るが如し。

第二圖に \times 印を附せるは v. Zepharovich の Pregratten (Tirol) 産の板チタン石に就きて測定せる結果なり。筆者の測定の結果と比較して稍々其値の異なるは測定上の誤差に加ふるに、成分中に普通混入する Fe の量によりても變化するは考へ得らるゝ所なり。

光軸角分散に關する一般式は相當に複雑なれども、これを簡約すれば

$$\sin^2 E = A + \frac{B}{\lambda^2}$$

を以て表はし得べし。今波長 $548 \mu\mu$ より $671 \mu\mu$ までの實驗値より A 及び B の値を最小二乘法によりて算出する時は

$$A = 0.7256$$

$$B = -215201$$

を得。これより E の値を算出する時は第一表 E' に與ふるものにして實驗値と極めて近似するを見るべし。

本礦物の本邦に産出するは極めて稀なるが如く、余の知れる所にては故廣瀬學士の記載せる鹿兒島縣谿山村錫山附近産のものゝみなり。同學士の地質學雜誌大正 5 年卷の 431 頁に掲げたる附圖を見るに、其晶癖及び累帶構造等は明かに板チタン石の特徴を示せり、又光軸角の光波に對する變化も定性的に實驗せられ本礦の異常性を明示せり。

評 論 及 雜 錄

油 田 鹹 水 の 生 成 説 (2)

理學博士 高 橋 純 一

瀝青物と水の接觸に於て、果して上述の如き現象が行はれ得るやの問題に對しては、カムピナ油田メオチツク層産のバラフィン性石油に蒸留水を加へ、毎日一回之を振盪しつゝ、300 時間を経過したるも、水中に溶出し來れる鹽類は比較的小量に過ぎず。即ち水 1 リットル中に溶解せる物質を瓦單位にて示せば次の如し。

CO_2 0.0308 Cl 0.0015 SO_3 0.0017

然るに北米合衆國のブラット・フォード油田等に於ては、産額の低減せる油井の産油量を回復する一方法として、所謂 flooding method が行はれ、或一井中に湧出する高壓地下水を閉塞し、之を油層を通じて附近油井に逆流せしむる例あり、注入地下水が淡水にして、且つその途中通過する油層中に

著しき鹹水又は岩鹽層の存在せざる場合にも、常に鹹水となりて周囲の油井より石油と共に湧出する事實が認められ、鹹水と石油の關係の密接なるを明示するものと云ふを得可し。¹⁾即ち下表に示すが如く、最初殆んど淡水に等しき地下水は、油層を通過する距離の増大するに伴ふて鹹度を増加する傾向を認め得可く、一般含油層に伴ふ鹹水の濃度の差違の如きも、容易に了解するを得可し。

gr/ton	フラッド用 地下水原水			同使用後、注水井よりの距離 (呎)				油田鹹水	海水
				90	350	440	800		
Ca	68	38	73	548	686	452	8,422	13,260	420
Mg	13	10	14	59	106	172	1,460	1,940	1,300
Na	}	8	60	7	1,365	2,203	4,615	21,510	31,950
K					650	390
CO ₂					70
HCO ₃	234	185	230	481	559	392	14
SO ₄	28	18	28	1,039	1,970	1,416	15	730	2,700
Cl	14	18	17	2,200	3,125	7,140	52,280	77,340	19,410
Br				320
I				10
合計	365	369	369	5,692	8,569	14,087	83,280	126,200	35,000

P. D. Torrey, Flood water of Bradfood pool and relation to oil production, Oil and Gas Journ. Feb. 23, 1928.

斯の如く、800 呎の油層を通せる淡水の成分は、同地方に於ける油田鹹水の組成に近似するに至るものなり。

鹹水の濃度は之を生物より由來すとの見解に依れば容易に了解し得可く、要するに生物より遊離せる水と、その分解によつて生じたる可溶成分との比量に關係するものなり。即ち水の大部は比較的初期の生成に係はり、斯くして最初に生成せる鹹水の濃度は最も小なるものと推定し得可し。ロン

1) Nutting, P. G. Soda process for petroleum recovery. Oil and Gas Journ. 1927; Some geological sequences of the selective adsorption; Econ. Geol. 1928.

クー及びセブチュラ油田 (Runcu, Captura, Roumania) の密閉背斜構造に於ける鹹水が、下方に至る程鹹度を増加するは上の推定を證示するものなる可く、カムピナ等の油田に於ける開放背斜構造に於てさへ同様な事實あり。モレニ等に於けるが如きメオチツク層最上部の鹹水の濃度の異なるは、特に後レヴァンチン期迄繼續せる構造的變動等による後成的追加の行はれたるものなるを示す。浮遊生物の分解に當り、その生成水と可溶性分解物との比量が如何に時と共に變化す可きかの研究は、化學者に之を期待するものなり。

吸着水の可溶度は、その物質の可溶度が壓力の下に増加する場合には大にして、然らざる場合には小なるを以て、例へば食鹽水と骨炭末を振盪すれば、逆吸着によつて溶液の濃度は増大す可し。礦床に於ける粘土の吸着水に於ても、恐らく同様な現象を呈するものなる可し。

濃度の差違は他方に於て蒸發によつて説明し得可し。強瓦斯性の油井より湧出する鹹水は、屢々食鹽の結晶を析出するのみならず、之によつて油井を閉塞するに至る事あり。故にこの困難なる問題も、地域的影響として説明し得可し。

油層水はその移動の途中、地表よりの滲透水に遭遇する事ある可し。例へば地下の循環水、又は滯水層に靜止せる地下水層等に油層水が移動し、或は油層水が、既にその礦床的位置を占有せる以後に於ける浸蝕によりて、天水との接觸を見る事ある可し。その結果としては兩者の間に化學反應を起し、天水と油層水との中間性の水を生ずるに至る例は稀ならず。此際天水が瀝青物と接觸して還元作用を受くるれば、その硫酸根は多少痕跡的となり、所謂同化水、或は被消化水 (verdauten Tagwasser) を生ず可し。反對に酸素酸、アルカリに對する鹽素欠量等の天水の特徴が著しき場合には、之を變性油層水 (Verderben Ölwasser) と稱す可きなり。只注意す可きは、硫酸曹達

と炭化水素の反應による炭酸曹達及び硫化水素の生成は、弱放熱性反應なる事實なり。

石油礦床自身にも屢々鹹水を作ふは事實なるも、少くとも ルーマニアに於ては、その量が油量を超ゆる確證なきが如し。向斜層に含まれ得可き水量をも考慮に加ふれば、水量が油量の數倍に達するは云ふ迄もなしと雖、Blumer の云ふ如く、石油の占有し得ざる凡ての空隙が、水によつて占有せらるゝものに非ず。礦床には多量の天水が滲透して保有さるゝ一方には、多くの岩石、殊に粘土岩 (pelite) は屢々乾燥状態にある事實を注意す可く常に含水するは純砂層の厚きものにして、未だ膠固作用を受けざるものに限らるゝものなり。レンズ狀成層の砂層、交錯層、又は泥灰岩化せる砂又は砂岩層は屢々水を含有せず、ルーマニア油田にては屢々膠固せざる厚き砂層、又は魚頁岩と互層する半硬固砂岩等にも全く水を含まざるものあり。故に礦床を全體として觀察すれば、概して乾きたる地層の多きを知り得可し。

要するに油田の鹹水は石油生成の副産物にして、瀝青物の可溶性を溶解し原浮遊生物に於ける特殊成分の集中作用と、瀝青物の還元作用との結果、海水と成分を異にするに至れるものなり。その量より見れば、水は同時に生成せる石油のそれよりも多量なる可く、之を副産物と見做すも不都合を感じずる事なかる可し。

以上は Krejci-Graf がその著 Grundfragen der Oelgeologie (1930, Brennstoff Geologie) に於て、石油礦床の生成説に連關して述べたる要點にしてその所論中屢々評者の研究を引用し、その所説の概要に就ては評者の見解と一致するもの多し。

但し石油礦床に作ふ鹹水に就いては、評者の見解は米國に行はるゝ所謂 Connate 説とも異り、グラフの副産物説とも全く一致する事なく、兩者の間にあるものなり。即ち評者の海底泥土と油田泥岩の比較研究の結果は、

油田鹹水は砂層に保存されたる往時の海水には非ざるも、砂層の水が其後の變質作用によつて其大部が失はれ、或は天水の滲透を受くるに及びたる後、泥岩中に含有されたる變質海水が石油と共に砂層等の多孔層に移動するに至れるものなり。泥岩は砂岩に比して壓力による容積の縮小度著大なるは周知に屬し、その最初の容積の30~40%に至るは極めて普通にして、而もその容積の縮小は水分及び液體の壓出によりて行はるゝものなり。故に砂岩泥岩の互層に於て、壓力によつて次第にその容積を縮小する場合には、最初砂岩の孔隙中に保留されたる水分が、泥岩より壓出せる液體に依つて交代さるゝは當然の結果なりとす。

更に石油礦床の鹹水は、その產出狀態及びその化學成分の上より、その單純なる化石水に非らずして、石油生成の機巧と密接な關係を有す可きは、既に本文の前半に述べたる如く、この意味に於ては鹹水は石油生成の副産物なるを承認し得可きも、その水が浮遊生物體に根原を有すとなすグラフの主張に對しては、再考の余地あるを感ずるものなり。

凡そ浮遊生物たると他種の海生物たるとを問はず、その生物體が有機物の外に巨量の水分と多少の鹽類をも含むに就ては異論なきも、この水と鹽類が石油礦床の鹹水を生成するものと假定せば、之等の生物體は分解を起さるゝに先ちて地層中に埋没せらるゝ事を豫想せざる可らず。石油生成に於ては斯の如き現象を肯定し難きのみならず、評者等の海底泥土の研究によるも、既に生物體の分解は海水中にて開始され、泥土中にはその特殊なる成分、例へば脂肪物を主とする有機物（アルカリ及び土金屬元素を含む）等が含有さるゝに留まり、蛋白質、含水炭素物等は可成りの程度に分解し、従つてその水分は既に大部を遊離し終れるを示すものなり。

瀝青物と硫酸鹽との反應に就ては、米國の石油礦床學者も明確なる見解を有せざるものゝ如く、纔かに土壤學者に依つて叫へらるゝメタン瓦斯と

石膏の反應を引用して、その可能性を説くの程度に留まる。然れどもこの反應は可成りの吸熱性にして、容易に自然に行はるゝものと云ふ可らず。原油と硫酸鹽との反應は、評者の實驗によれば一般に¹⁾放熱的にして、その極端なる例は新津原油と明礬水の場合に明瞭に認められ、その放熱現象は甚だ顯著にして、硫酸と水の混和の際と同様なり。且つ原油は硫酸鹽の存在に於て水と乳濁狀となり易く、同時に油質は著しく粘重となる。何れにしても原油と硫酸鹽とは容易に反應し、一方に於て鹹水の硫酸物を減じて炭酸物を増加すると同時に、その油質を變化せしむるものなり。石油礦床に於ける油質の變化の主要原因は、評者が年來主張し來れる如く、殊に本邦の如き水層の多き場合には、硫酸鹽に含む地表よりの滲透水が礦床内部に浸入する機會多く、その天水が所謂「消化」、即ち同化さるゝと同時に、油質に影響を與ふるものにして、その實際の產狀はよくこの見解と一致するものなり。

斯の如き硫酸鹽の消化は、礦床に於ける瀝青物との接觸に於て起るのみならず、既に海底に於けるバクテリア分解に於ても行はるゝ事は、多くの學者に依て認めらるゝ所なり。化石水論者は、斯の如き消化海水が砂層中に保有されたるものなりと主張するも、その堆積相に於て淺水相なる砂岩よりは、寧ろ腐膠性泥土中に於て、この種の硫酸鹽消化が行はるゝ事は當然なる可し。グラフが引用せる評者等の鹽釜灣底の泥土に於て、水底より5米の深度に至る迄、その食鹽を含む可溶鹽類の泥土中に含有さるゝ量が、その深さに従つて増加する事實は、泥土の選擇的吸着性、及び吸着水の可溶性によつて説明するを得可く、グラフの云ふ如き殘留有機物の分解による鹽類増加も起り得可き可能性は無きにあらざれども、なほ確證を缺くものと云はざる可らず。但し或種の貝類の體水の如きは、明かに海水の成分に支配（例へば苦土量）さるゝ例あるが故に、グラフの云ふ如きアルカリ乃至土金

1) 本誌：第一卷第一號。

屬元素が生物體中に選擇的に集中する可能性は認め得可く、之種の元素類が石油鹹水に多少の影響を與ふる事は推定に困難ならざれども、鹹水の水自身が生物に由來すもの主張は、實際的の證據に乏しきものなり。故に鹽釜泥土の例は、寧ろ評者の生成説を支持するものなりと云ふを得可し。

最後に注意す可きは、グラフの所謂内部乾燥によつて最初の海水が消費せらるゝと稱する見解なり。本邦の如き多水なる石油礦床に於ても、或深度以上に達すれば、所謂無水地層の多きは事實にして、泥岩、砂岩共にその孔率及び分散度に相當する含水能量に比し、著しく低率なる含水量を示すものなり。例へば新津油田のザク層の如きは、全く乾燥せる泥岩層にして、水に遭遇すれば忽ち之を吸収して崩壊膨脹し、鑿井上の困難を生ずるものなり。而もザクは其 $-H_2O$ の量は小なるも、 $+H_2O$ は甚だ著しく、平均 6.5~7.5%に達す。秋田燧石性頁岩の如き堅緻なる岩石に於てさへ、その $-H_2O$ が5~6%なるに對し、 $+H_2O$ は3~4%するもの稀ならず、その他一般油田の頁岩は $+H_2O$ の著しきを其特徴とするものなり。之れによつて見れば、グラフの云ふ如く、之等地層を構成する晶質物が水化作用を受けて膠化(gelification)する傾向の著しきものあるを感ぜしむ。更に本邦油田に多き眞珠岩及びその凝灰岩が、特殊なる深層風化によつて「蠟磐」又は酸性白土に類するものを生ずるの事實は、單に本邦のみならず、北米合衆國の油田にも多く、Paraffin dirt、及び Bentonite 等の一部は之等と同様なる種類に屬す。例へば新鮮なる油田眞珠岩の $+H_2O$ は2~3.5%を普通とするに、その地下深層にあつてその長石斑晶さへも何等外觀上の變化を作ふ事なく、單に全體として膠化せるものは6~12%に達するの例なり。斯の如く、細粒堆積岩中の晶質物、及び火山性硝子等の成分が膠化作用を受け、水分を吸収消費する現象は疑問の余地なじと云はざる可らず。只その水化作用に供せられたる水分は、必しもグラフの云ふ如き最初よりの保留水、即ち化石水に

相當するや否やは別問題にして、滲透水によつても行はれ得可く、要するに必要な一條件はその地下の滯水(Stagnant)なるを要するのみ。

要するに油田の岩層に於ては、所謂乾燥状態にあるもの多く、その原因は晶質物、火山性硝子の水化作用に歸し得可きも、斯の如き作用は極めて除々に進行するものにして、必しも所謂化石水のみが之を供給せるものとは斷定し得ず。

更に注意す可きは、細粒堆積岩の組成は、常に斯の如き晶質物又は火山性硝子によるものに非ずして、一般的には最初よりのゲル状組成物がその主成分を成すの事實なり。斯の如きゲル状物は堆積岩の變質作用の進行に伴ひ、評者の所謂脱膠作用(dégelification)を受け、却つて脱水するに至るものなり。而してこの脱水作用は上述の水化(Hydration)作用と互に矛盾するの觀あるも、實はその原質物の相違によるものにして、同一水成岩中の非膠質成分は膠化作用を受くると同時に、その膠質成分は脱膠作用を受け、次第に均質化するに至るものにして、評者の所謂均質化作用に屬し、水成岩の生成機巧中、重要な部分を成すものなり。

而して上記の脱水及び水化作用は、同一地層中に於ても起り、相互密接なる關係にあるが故に、一方に於て失ふ所は他方よりの供給によつて補はるゝものにして、脱膠作用によつて遊離されたる水分が、膠化作用に使用さるゝものと見做すを妥當とし、グラフの主張する如く、砂岩中に保留されたる化石水に之を求むの要を認めず。なほ之等の詳細に就ては、機を得て再述する事ある可し。

抄 録

礦物學及結晶學

2298, 方鉛礦及磁硫鐵礦の deformation に就ての實驗 Osborn, F. F., Adams, F. D.

著者の一人 Adams が嘗て1897~1910 年に行ひたる differential pressure による rock_flowage の實驗に關聯して、著者等は硬度の比較的低き方鉛礦と、硬度の比較的高き磁硫鐵礦とにつきて同様の實驗を行ひ、實驗の前後に其礦物を研磨、腐蝕して觀察したるに、方鉛礦の如き軟かきものは、恰も前記岩石の實驗に於ける soft rock (alabaster, marble) の場合に於けるが如く gneissic structure を呈し、gliding 及 twinning を生じ、磁硫鐵礦の如き堅きものは、その grain の周圍は粉碎せられて、その flowage の様式は前記岩石の實驗に於ける hard rocks (granite, diabase) の場合に相當す。而してこの種の構造は動力變質を受けたる礦床中に屢々見るところなり。(Econ. Geol., 26, 884~893, 1931). [中野]

2299, 加熱に依る長石光學位の永久變化 Barth, T. F. W.

諸種の長石薄片を作りてニクロム爐中に於て之を加熱し、その光學性質變化を Fedrow stage を有する岩石顯微鏡にて觀察せり。正長石を加熱する時は光軸角は通常徐々に減少し、氷長石の場合に於て

は 61° より 30° に變ずるに、 1000° に於て 450 時間を要せり。變化の絶對量は長石の成分に關係し、一般に長石が加里に富めば 富む程變化大となるも、總ての場合に於て光學的 indicatrix の位置は變化せず。微斜長石の光學性質は、斯の如き熱操作に依りては變化せず、又正長石にも轉化せず。曹長石及び灰曹長石は加熱に依り光軸角を少しく増加する以外に他の性質を變へざれど、曹灰長石に於ては光學的 indicatrix の位置及び形の幾分かの變化をも認めらる。Perthites を 1000°C 迄熱すれば、Diffusion が起り、曹長石及び加里長石の接觸面に Anorthoclase 發達す。(Norsk. Geol. Tid. 12, 57~72, 1931).

[河野]

2300, Baddeleyite の熱膨脹 本欄 2331 参照。

2301, カオリンの熱的研究 本欄 2332 参照。

2302, 砂鐵の還元に及ぼす砂利分の影響 本欄 2342 参照。

2303, 朝鮮産礦物續報 木野崎吉郎。

次の各礦物に就て記載せり。

エチル輝石(新礦物)咸北吉州郡長白面上八洞産(補遺)

霞石(新產地)咸北吉州郡長白面上八洞

風信子礦(新產地)平北楚山郡板面富崇洞

柱石(新產地)平北楚山郡板面富崇洞

梔石(新產地)平北楚山郡板面富崇洞

透輝石(新產地)平北楚山郡板面富崇洞

燐灰石(新產地)咸北吉州郡長白面上八洞

硅線石(新產地)咸北吉州郡長白面上八洞

陽起石(新產地)咸北吉州郡長白面林洞

堇青石(新産地)咸北吉州郡長白面林洞
十字石(新産地)咸南端川郡北斗面龍川里
重晶石假晶(新産地)咸南端川郡北斗面
新德里(朝鮮鉱業會議拾四卷四號 1~18,
1931.)(瀨戸)

2304. Ontario 州 Parry Sound 産 Uraninite の化學成分 Ellsworth, H. V.

Ontario 州 Parry Sound のペグマタイト
中の Uraninite を分析せるに次の如き結
果を得たり。(主要成分のみ) PbO 8.66,
U₃O₈ 80.51, ThO₂ 1.78, (Ce, La, Di)₂
O₃ 1.47, (Yt, Er)₂O₃ 1.48, CaO 2.69,
SiO₂ 1.36 (Am. Min. 16, 576~579, 1931.)
〔渡邊新〕

2305. Manitoba 産 Uraninite の化學成分 De Lury, J. S., Ellsworth, H. V.

S. E. Manitoba の Winnipeg River
Area に廣く存する Pegmatite 中に新に
Uraninite を發見せり。その主要成分の
割合は PbO 16.63, U₃O₈ 63.08 ThO₂
14.18 にして、Pb 及 Th の量多きは注意
すべし。(Am. Min. 16, 563~575, 1931.)
〔渡邊新〕

2306. Utah 産 Sulvanite の結晶形 Schempp, C. A., Schaller, W. T.

Australia にて始めて發見せられ、其後
Argentina, Siberia にてそれらしきもの
ゝ發見せられたる外、産出を聞かざりし
Sulvanite が今回 Utah の Mercur にて發
見せられたり。相應に大なる結晶もあり
て、これまで斜方晶系か立方晶系か疑問
なりしも、立方晶系のものであること明に
なれり。成分は Cu 50.0, V 14.5, S 30.0

にしては Cu_3VS_4 に相當す。(Am.
Min. 16, 557~562, 1931.)(渡邊新)

2307. 尖晶石群の結晶構造につきて Machatschki, F.,

Spinell 群の結晶構造に關して、從來決
定されたる母數を假定してそのイオン間
距離を計算する時は次の如し。

	Mg-O	Al-O	O-O
E. Niggli	1.75 Å	—	—
W. H. Bragg	1.75	2.02 Å	2.86 Å
S. Nishikawa	1.88	1.95	2.65 2.86 3.07

V. M. Goldschmidt が實驗的に求めた
るイオン半徑より考ふれば $\text{Mg-O} = 2.10 \text{ Å}$
にて Mg は 6 O にて圍まれ、4 O にて圍ま
るゝ時、Mg-O は $1.93 \sim 1.99 \text{ Å}$ となり、又
6 O にて圍まるゝ Al は $\text{Al-O} = 1.89 \text{ Å}$ と
なる。Spinell 中の Mg は 4 O, Al は 6 O
にて圍まれ原子坐標決定の不完全の結果
他の結晶に於ける事實と一致せざる所あ
り故に筆者は主に原子半徑の見地より粉
末法によりてこの問題を取扱へり。u=
0.375 a, u=0.384 a, u=0.390 a なる三つ
の場合を假定し、その反射濃度の計算値
と實驗値とを比較するに充分満足なる結
果を得るに至らざりきも、0.390 に非常に
近似せるを知りその際に $\text{Mg-O} = 1.96 \text{ Å}$,
 $\text{Al-O} = 1.91$, $\text{O-O} = 2.52 \text{ Å}$, となれり。
Spinell 型の他の結晶 Mg_2TiO_4 , Ag_2
 MoO_4 等に於ては u=0.375 が可能なる
ものゝ如し。(Z. Krist., 80, 416~427,
1931.)(高根)

2308. 尖晶石の格子恒數につきて

Clark, G. L. Ally, A. Badger, A. E.

尖晶石 $R''R_2'''O_4$ を人工的に合成してその粉末寫真より格子恒数を計算し、それより $\rho = \frac{nM}{a^3}$ の式によりてその比重を測定せり。之を一表とせば

成 分	a	ρ	従來の資料
ZnAl ₂ O ₄	8.062	4.615	8.099 8.050 8.062
MgAl ₂ O ₄	8.086	3.548	8.03 8.050 8.090
FeAl ₂ O ₄	8.119	4.392	8.086 8.119
MnAl ₂ O ₄	8.271	4.031	8.263 8.271
ZnCr ₂ O ₄	8.296	5.393	8.323 8.280 8.296
MgCr ₂ O ₄	8.305	4.429	8.290 8.32 8.305
FeCr ₂ O ₄	8.344	5.085	8.344
MnCr ₂ O ₄	8.436	4.900	8.487 8.436
ZnFe ₂ O ₄	8.423	5.322	8.403 8.350 8.423
MgFe ₂ O ₄	8.366	4.506	8.342 8.369 8.366
FeFe ₂ O ₄	8.374	5.201	8.400 8.417 8.374
MnFe ₂ O ₄	8.457	5.029	8.572 8.515 8.457

(Amer. J. Sci. 22, 539, 1931.)〔高根〕

2309. アルミノ珪酸鹽中の Al の配位數

Ihey, J. S. Taylor, W. H.

Sillimanite 及 Andalusite の結晶構造を再吟味して Al₂SiO₅ の三型中に於ける Al の配位數は 4, 5 或は 6 なるを知れり。

Cyanite 中にては Al は 6 O にて圍まれて殆んど八面体群をなす、この場合の Al-O = 1.9 Å なり。Sillimanite にては半數の Al は正四面体群に他の半數は正八面体群をなし、その四面体は SiO₄ のものよりも幾分歪みたり。四面体中の Al の Al-O は 1.7 Å なり、この事實は Si-O = 1.6 Å をる SiO₄ と AlO₄ とが置換し得る事實を想起して面白し。Andalusite は Sillimanite に類似すれども後者の AlO₄ は AlO₅ にて置換しその結果その周圍に多少の變化あるを異れりとなすのみ。この 5 配位 Al の Al-O は少しは小なるが如きも 1.9 Å より小なることを確實には決定するを得ざりき。(Z. Krist., 80, 428~441, 1931.)〔高根〕

岩石學及火山學

2310. 花崗岩漿中の水の溶解度 Goranson, R. W.

實驗は bomb 中にて行ひ、水及び花崗岩玻璃は白金囊中に密閉し、溫度は白金抵抗爐、壓力は CO₂ の膨脹に依れり。瓦斯-溶液の平衡に達するには 2~4 時間にて充分なりき。溫度を急激に下げ、玻璃中に溶解せる水の量は、均熱に依る重量減を以てせり。資料の花崗岩玻璃は Stone Mountain 花崗岩の熔融に依り得たり。900°C の定溫にては、0.5, 1, 2, 3, 4 Kilobars に於ける水の溶解度は夫々 3.75, 5.75, 8.15, 8.90, 9.35 wt% なりき。又 980 bars の定壓にて 600~1200°C 間の溫度に於ては 100°C 上昇する毎に溶解量 0.3 % を減ぜり。即ち 800°C にては 6.0 %

1200°C にては 5.4% に減ぜり。この花崗岩と略ぼ同一の化學成分を有する Java Kianis 山産黑曜岩はその水分も又本花崗岩玻璃と同様なりき。天然石英粗面岩玻璃は水の重量比 10% 以上有し得ず、且 8~10% の水を有するものも非常に稀れなる事は從來發表されたる分析に依り確められたり。以上の事實に依り花崗岩岩漿は比較的多量に水分を含有せしならんとの考へは可能にして、若しこの事が眞實ならば水は斯の如き岩漿の晶出溫度を降下するに重要な影響を有すべく、火山作用の如き地表火成現象に大なる影響を與へるならんと結べり。(Am. J. Sci. 22, 481~502, 1931.)(河野)

2311, 灰曹長石に富む花崗岩脈 Kolde-rup, C. F.

著者は Bergen arches 地域の斜長斑輝岩を貫ける灰曹長石に富む灰白色の花崗岩質の小岩脈に注意を惹き、この花崗岩は化學的及び礦物成分上 Caledonian trondhjemite に同質にして、此 Caledonian trondhjemite は Bergen の周りの Cambro-Silurian arches 中に見られ、斜長斑輝岩は二つの arches の間の Archean gneiss の zone 中に存す。上述の岩脈は斜長斑輝岩漿より生じたるがごとし。尙花崗岩脈の二つの型を示し、化學成分より ノルムを算出せり。礦物成分は灰曹長石、石英、micropertite を有する正長石、雲母、黑雲母、黃鐵礦、磷灰石なり。又上述の細粒花崗岩脈と關聯して殆ど同成分の Pegmatite の同様なる岩脈を發見せり。(Norsk, Gteol. 12 435~439, 1931.)(瀬戸)

2312, Pegmatite の成因に就て

Andersen, O.

著者は南部諾威のに於る Pre-Cambrian Pegmatite の成因に就きて多くの例を擧げて議論せり。Pegmatite と火成岩との間には Comagmatic 關係あるは明かにして、granite pegmatite, syenite pegmatite, gabbro pegmatite 等は其例なり。或場合には Pegmatite の分布に依りて Pegmatite と一定の岩漿の間の成因的關係を示す事あり、然れども同時に Pegmatite は假定せる母岩漿と成分を異にするは事實にして之は同化作用の結果なり。又時には同化作用廣く行はれたる爲めに Pegmatite と母岩漿との關係は、化學的 礦物學的論據より説明し得ざる事あり。又 granite pegmatite は特に同化作用の漸變的時代を表示する好例なり。次に Pegmatite の特別なる形を了解するに必要なは狹長なる裂罅の影響に見られ、野外調査より判ずるに、この裂罅は岩漿と多數の Pegmatite が結晶する比較的大なる開口との間の通路を形作るものにして、初めの Pegmatite 岩漿は之等の狹き裂罅に揮發成分が逃げて同化作用を蒙れりと考へらる。而して活潑なる揮發成分は比較的粘着力に富む殘溶液より速かに通過して礦物を沈澱せしむ。此方法に依りて生じたる structure の變化の多數なることは、又 Pegmatite 成因を説明するに有効なり。又同時に殘溶液中に揮發成分が集まる普通の結晶同化作用を擧ぐべきなれども此方法のみにては aplite と pegmatite の隨伴及 zonal structure 並びに Pegmatite

が石英のみに漸次變化する事はよく説明し得ず。又或 Pegmatite に於ては母岩漿よりの同化作用及母岩と Pegmatite を作る溶液との反應を假定するを得、之は同化作用なるも又眞の交代作用なり。又柘榴石、堇青石、綠簾石を有する Pegmatite にありては母岩との反應は寧ろ再結晶作用にして同化及び交代作用に非ず。又 Pegmatite の結晶する領域は造山力に歸因し又歪力の地域に作られず、裂罅の作らるゝ地帯に限らる。次に本文に記載せる granite pegmatite の特徴は America の Pegmatite に於てよく記載せらるゝ mineral replacement の一般に缺く事、及び lithium-bearing mineral の全く無き事にして、American Pegmatite の交代現象は lithium mineral に富む岩石に特に著し、故に之等の現象は岩漿中の Li 化合物の存在に依りて影響せらるゝとの結論は明かなるが如し。(Norsk, Geol. 12, 1~56 1931.)〔瀬戸〕

2313. Essexite質なるKurum 火山の岩漿分化に就て Vogt, J. H. L.

Brögger 氏の Hurum 火山に就て研究せる資料を用ひ、その岩漿分化を論議せり。本火山をなす約49%SiO₂を有する Essexitic 岩漿は、Oslo comagmatic province の平均化學成分なる約64%SiO₂を有する母岩漿より誘導せられしものにして、母岩漿の結晶分化により早期に分離せる Mg-Fe Silicate に富める礦物即ち主として輝石又は角閃石よりなる結晶集合体約60%が母岩漿の40%に再熔解せられて成生せるものなりと説けり。Bowenは大規

模の resorption は不可能なりとの説なれど、地下深く地質的長年月と隣岩漿よりの熱傳導、揮發成分の循環等に依り resorption は可能ならんと言ひ、又Bowenの母岩漿を玄武岩的又は斑禰岩的岩漿とする説に對し、著者は數多の Comagmatic province に於ては大面積に亘り花崗岩より成立せる事實を強調し、又本火山の場合に於ても母岩漿は平均約65% SiO₂を有すと説けり。尙著者は一般地球表面に於ける Essexitic と斑禰岩との岩石成因的關係を Or-Ab-An 及び Fe-Mg の關係に就て論述せり。(Norsk. Geol. Tid. 12, 541~562, 1931.)〔河野〕

2314. 南部 Odenwald 産角閃岩及びその閃綠岩、花崗岩に對する關係に就て Leinz, V.

Odenwald の角閃岩は閃綠岩と密接なる關係を有し此等角閃岩の原岩はおそらくは Prävariskische の輝綠凝灰岩にしてこれが閃綠岩の侵入に會して變質し角閃岩に變化せるものなり。閃綠岩とこの變成岩との間の接觸部に於ては兩者は良く類似し、略同様な化學成分を有し、且つ Konvergenz 現象も認められ、兩者の區別はしばしば不可能にして、礦物成分も略相等し。角閃岩の花崗岩と伴ふ場合は角閃岩はこの新しき狀態に順應せる如くなり、角閃黒雲母花崗岩中に Scholle として浮ぶ場合は只その周縁部のみなれども角閃石は一部分黒雲母に置換せられその結果として角閃石-黒雲母片岩を生ず。同時に又花崗岩は角閃岩に依り角閃石に富化せらる。角閃岩が黒雲母花崗岩中に

包裹物として入れる場合は純粹なる黒雲母片岩となる。(Min. Pet. Mitt. 42, 81~133, 1931.)〔河野〕

2315, Na_2SiO_3 -NaS 二成分系 本欄 2330 参照。

2316, Al_2O_3 - Cr_2O_3 -MgO 三成分系 本欄 2333 参照。

金 属 礦 床 學

2317, クロム鐵礦床に就て Sampson, E.

クロム鐵礦々床は主に岩漿分体の終期に於て形成せられるものと考へられしがこの見解は其後次第に變化せられ、熱水性礦床にも之を作ふことが知らるゝに至り、著者は多數の同礦床の成因に就て考へ、實驗的並に野外の觀察に基き同礦床の成因を分ちて次の3つの type とせり。(1) クロム鐵礦は橄欖石よりも早期に形成せらるゝか又は同時に形成せらるゝ場合、(2) クロム鐵礦が late magmatic stage に形成せられ、普通古銅輝石及斜長石と共に晶出す。(3) 熱水溶液より形成せられたるものにして、母岩の蛇紋岩化作用と密接の關係を有する場合。著者は以上3つの場合に就きて多數の例を擧げて詳述する所あり。(Econ. Geol., 26, 833~839, 1931.)〔中野〕

2318, 方鉛礦及び磁硫鐵礦の deformation に就て 本欄 2298 参照。

2319, Great Slave Lake, Pine Point の鉛亜鉛礦床に就て Bell, J. M.

礦床は白雲岩中に胚胎せられ、礦石として主なるものは方鉛礦、閃亜鉛礦、黃鐵礦、白鉛礦、菱亜鉛礦、褐鐵礦等にして、脈

石としては白雲石、方解石及石英等なり。礦物の成生順序は(1) 黃鐵礦及び白雲石(2) 閃亜鉛礦、(3) 方鉛礦及閃亜鉛礦、(4) 白雲石及其他の炭酸鹽類(5) 石英(6) 二次的礦物にして礦床は上昇せる熱水溶液によりて形成せられたるものなるべしと云ふ。(Econ. Geol., 26, 611~624, 1931.)〔中野〕

2320, Cadillac の金礦床 Bell, L. V.

含金石英脈は比較的深所に於て形成せられたる高温性のものにして、礦化作用を2つの type に分てば、その一は石英脈及 lens 狀の富礦体と他は微細なる石英脈の集合よりなる網狀帶との二つなり。金以外の礦物として硫砒鐵礦、磁硫鐵礦、黃鐵礦及電氣石を有すること、及び之等の石英脈が pegmatitic origin なること等の理由によつて、礦床は地下深所に於て高温の下に形成せられたるものなるべしと云ふ。(Econ. Geol., 26, 630~643, 1931.)〔中野〕

2321, Manitoba 州 San Antonio 金山の地質礦床 Reid, J. A.

礦床は總て green stone と關係をもち3つの type の礦脈に區別せらる。

(1) 不規則なる stock work の pyritic quartz veins, (2) tabular pyritic quartz veins, (3) 黃鐵礦の微量を含める普通の含金石英脈等にして之等の礦脈は總て交代作用によりて形成せられ、單なる裂罅充填の痕跡を止めず。時には high-temperature origin と思はるべき礦物も見出さるれども、概ね mesothermal deposits と考へらる。(Econ. Geol., 26, 644~661,

1931.)〔中野〕

2322. 咸鏡北道富寧郡廣長金礦調査報告
島村新兵衛。

礦床は黒雲母花崗岩中に胚胎せる含金石英脈にして黄鐵礦並びに少量の方鉛礦を随伴す。主要礦脈凡そ3條ありて、其中の主脈は第一嶺及至第四嶺及第六嶺に露出す。これらのうち最も有望なるは第三嶺脈にして、その上盤對及下盤對に良礦帶を分布す。而れども礦脈の状態は所によりて異なり、良礦帶は概ね上盤對に分布するも、又往々脈の中央又は下盤對にも存在す。局部的に偏豆狀を呈せる赤燒部に於ては含金品位甚だ優良なることあり。一般に良礦帶は酸化帶に屬す。なほ本報文の記述に基き主要なる部分に就て、地表下垂直に100尺迄の礦量を表記せり。(朝鮮鑛床要報, 4, 37~47, 昭6)

〔中野〕

2323. 中部歐洲の第三紀火山活動に伴ふ金屬礦床に就て Moos, A.

Brandes は既に Hartz に於ける第三紀玄武岩の噴出と礦床との關係に就て述べたりしが、著者は更にアルプスの外側に於ける第三紀火山活動に伴ひて起れる礦化作用に就て考へ、Hummel に於ける玄武岩と白雲岩中に賦存する鐵、マンガンの關係及びライン地方の礦脈に就て述べ、嘗て Schneiderhöhn 氏によりて述べられたる Schauinslandes の Young Paleozoic の鉛、亞鉛礦床とを比較して自己の見解を論述せり。(Z. f. prakt. Geol., 39, 13~15, 1931.)〔中野〕

石油礦床學

2324. 水より重き原油 Krejci-Graf, K.

原油の比重が1に近きものは稀れならざれども、一般には水よりも輕きものと信ぜらるゝ原油中、次に記するものは何れも水よりも大なる比重を有す。

(比重) (產地)

1.023 Casmalia, Calif.

1.015 Cat Canyon, S. Calif.

1.010 Ebano, Mexico.

(Petroleum 27, 894, 1931.)〔高橋〕

2325. 深度、層位と原油比重 Krejci-Graf, K.

北米のメキシコ灣沿岸地帯に於ては、その原油の比重は規則正しく下方に減じ、中新、漸新、始新の各層位に對し、その層位の古きもの程比重小なる原油を産し且つ各油井の地下等深線に對しても、一定の割合に比重を減ずるものと稱せらる。D. C. Barton は、以上の産狀に注目し、原油の産出せられ得可き最大深度を計算し、漸新乃至中新層にて原油比重が0.78に達す可き深度を3600~4000米、始新層の同上は2750~3000米と算定し、これより深部には濕性瓦斯のみを期待し得可しと述べたり。(Bull. Am. Assoc. Pet. Geol. 14, 1913.)

著者は Barbers Hill に於ける最近の調査により、漸新層の原油の比重は上より下に減ずるも、その上層たる中新層との中間には比重變化の不定帶があり、更に中新層の原油の比重は逆に下方に増す事實を指摘し、後者は浸透油層に相當し、前

者は舊時の地表面よりの影響により、上方より下方に原油のアスファルト化を來せるものなる可しと説き、且つガリシア、ルーマニアの原油比重は深度に關係あるも層位に無關係なる事實を述べ、著者の所謂「パラフィン油は上方に、アスファルト油は下方に其比重を減ず」なる比重法則のこゝにも適用さる可き所以を論ず。(Petroleum, 27, 895~896, 1931.)(高橋)

2326. アルゼンチンに於ける石油礦業の發達 Dunaj, K.

同國に於ける 1906~1930 年間の石油産額を主要油田別に掲げ、南米主要産油國に於ける發達の狀況と之を對比し、且つ略圖を添へて同國主要油田の分布を示す。從來その唯一の油田なりしコモドロリヴァグダヴィアは、最近に於ても全國の 85% を産するも、近年開發を見たるロツキー山脈東邊の新油田も漸次に増産の傾向を示しつつあり。(Petroleum 27, 953~955, 1931.)(高橋)

2327. 音波探礦法に於ける既存油井の利用 Mc Collum, B., La Rue, W. W.

地震計によつて地下のドームを測定する場合に、既存の油井内部の種々適當なる深度に地震計を裝置し、地表に於ける爆發によつて生ずる震動を記象せしめ、之等を比較して地下ドームの形狀を比較的正確に判別するを得可し。特に所謂菌形岩鹽埋丘の如く、その深部に於て縮小する場合等に當り、その周圍の二乃至三井を選び、上記の方法によつて測定を行へば、その全形を推知するを得可し。本文はこれ等の實際方法につきて、圖表を用

ひて其説明を與ふ。(Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 15, 1409~1417, 1930.)

〔高橋〕

2328. 重力測定と地質構造 Miller, R. H.

南加ロス・アンジェルズ油田に於ける「振れ秤」による重力測定の結果は、油井より採取せる水成岩の固有比重の分布と一致を示さず。著者等は其原因を水成岩層の褶曲による密度變化に基づくものと假定し、數學的に之を解析せるに、その結果はよく實測のそれに近似するに至れり。本文はその數學的解析を述べるものにして、その結論に關してはモツス、パートン兩氏の否定的批評を添ふ。(Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 27, 1419~1429, 1931.)(高橋)

2329. 本邦石油成因の一考察 Terada, T., Hirata, M. Utigasaki, T.

本論文は本邦第三紀層が主として火山噴出物よりなり、この堆積物が石油成生に接觸作用をなすものと思考せるものなり。筆者等はこの推定により、火山灰及び浮石の粉末と共に魚油、グリセリン、パラフィン、Caster-oil 等とを乾餾し、其餾出物に就きて色、比重屈折率及 X 線分析を實驗せり。其實驗結果によれば餾出物は石油と類似せるものなり。以上の事實より本邦の石油の成生は天然の油が火山噴出物を觸劑とし、天然乾餾によるものなり。而して乾餾せられたる油は孔率の大なる地層中に集中せるものなり。(Sci. paper, Inst. Phys. Chem. Res. 17, 265~293, 1932.)(八木)

窯業原料礦物

2330. 二成分系 $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{-NaF}$

Boath, H. S. Starrs, B. A.

本系はエナメル原料の熔融に於ける反應と關係して重要なり。著者等は加熱曲線法により兩成分混合物間の状態圖を作製せり。其結果は簡單な共融系を成し、 NaF 28.5%(wt.)に於て共融點 $913^\circ\pm 2^\circ$ の存するを知れり。 Na_2SiO_3 の熔融點は多くの結果と一致し 1089°C を得たるも、 NaF の融點は研究者により異り、著者は 997°C と決定せり。次に $\text{Na}_2\text{SiO}_4\text{-NaF}$ 系に於ての豫備實驗の結果を報告せり。この混合物は熱分析法のみにては不充分にして、急冷法を併用する要あり。亦簡單な共融系をなし、共融點は $798^\circ\text{C}\pm 3^\circ$ 、成分は 13.5% NaF なり。(Jour. Phys. Chem., 35, 3553~3557, 1931.) [吉木]

2331. Baddeleyite (ZrO_2) の熱膨脹

Cohn, W. M.

ブラジル産 baddeleyite (ZrO_2) を各温度に熱處理を行へる後 1900°C までの線膨脹を測定せり。その膨脹状態より加熱温度域を4區に別てり。 $1000^\circ\sim 1300^\circ\text{C}$ 間のもは常態と同様に單斜型のみより成り、膨脹曲線は 255° 及 700°C に變化點を示し、 1000°C より急激に收縮す。 $1400^\circ\sim 1700^\circ\text{C}$ 間處理のもは單斜型と等軸型の混合より成り、 660°C に變化あり、 990°C より收縮を起すこと前と同様なり。 $1800^\circ\sim 2200^\circ\text{C}$ 處理のもは殆んど等軸型より成り、膨脹曲線には 240° 及

780°C に變化を見るも、 1250°C 附近より再び膨脹を初め、冷却に際しては $840^\circ\sim 930^\circ\text{C}$ より漸次膨脹して常態に至り、永久膨脹を呈す。これ ZrO_2 の變態の影響なりと説明せり。最後に 1900°C に長時間熱處理を施せるものは trigonal 又は psudorhombic の新型より成るものと如く、膨脹状態は前者に似て收縮を呈せざるのみならず、冷却に際しては 750°C より膨脹を起し、 350°C より僅かに收縮して常態に至る。(Keram. Rundschau, 38, 721~725, 753~756, 777~778, 783~786, 1931.) [吉木]

2332. カオリンの熱的研究 Schwarz, R., Klös, W.

著者等は熱膨脹測定より Zettlitz 産カオリンを $20^\circ\sim 1000^\circ\text{C}$ に加熱中に起る現象を研究せり。吸收水の逸散により 580°C までは膨脹を呈するも、同温度より構造水の脱出による收縮が始まる。收縮曲線には 846°C 及 938°C の二變化あり、前者はメタ・カオリンの分解に相當し、後者はムライトの成生開始に因るものと考へたり。カオリンを豫め 1500°C に加熱する時は直線的膨脹を呈し可逆的なり。 850°C 以下に加熱してメタ・カオリンの分解を完全ならしめざる時は再吸水が行はれ、Autoklav 中に於て充分再吸水せしめしものは天然カオリンの脱水温度 582°C に近接して脱水することを確かめたり。カオリンの熱的前處理は構造水の脱水温度に影響あり、例へば 450°C に12時間加熱せるものは 650°C に於て始めて脱水が始まる。然るにムライト成生には前處理

の影響を見ず。(Zeit. anorg. Chem., 196, 213~219, 1931.)〔吉木〕

2333. $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ 系熔融狀態圖 Bonthron, K. J. A., Durrer, R.

アセチレン吹管を有する爐を以て Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO の諸混合物の熔融點まで加熱し、その溫度を高溫計を以て測定せる結果を等溫線として三角圖表上に表はせり。溫度域は $1900\sim 2550^\circ\text{C}$ 間に位す。二成分系 $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3$ は約 30Mol% 及 90Mol% Cr_2O_3 の二點に共融點存するものゝ如く、又一化合物の存在を暗示せり。二成分系 $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ には既知の二化合物 $2\text{Cr}_2\text{O}_3\cdot\text{MgO}$ 及び $\text{Cr}_2\text{O}_3\cdot\text{MgO}$ (クロム尖晶石) が生じ、兩化合物並に純酸化物成分間には互に共融体を形成す。三成分狀態圖には Mol% にて 32 Al_2O_3 , 8 Cr_2O_3 , 60 MgO 及び 80 Al_2O_3 , 10 Cr_2O_3 , 10 MgO の兩三元共融點を認むるも三元化合物の存在は確認する能はざりき。(Zeit. anorg. Chem., 198, 141~156, 1931.)〔吉木〕

2334. 苦土ジルコン系のX線的及び顯微鏡的研究 Roussin, A. L., Chesters. J. H.

Radenthem 産菱苦土礦及びジルコンを以て各割合混合物の briquet を作り、5% の結合粘土を混ぜるを以て不純物のため焼成による反應も複雑なり。各混合物の X 線的並に顯微鏡的研究によれば新相はジルコン、ジルコン + X, X + Y, Y + MgO 及び MgO なり。化合物 X 及び Y はそれぞれ MgOZrO_2 , SiO_2 及び 4 MgOZrO_2 , MgO とせらるるも、光學的性質に就ては報告せず。(Trans. Ceram. Soc.,

30, 216~224, 1931.)〔吉木〕

石 炭

2335. 粉末石炭の浮游選礦 Pieters, H. A. J.

炭粉に就き選礦試験を試みたるものなり。即ち炭粉及粘土を 8 立の水にて處理し、所謂 Schlammwasser 中の固形体及その灰分量を測定せり。試験裝置の回轉數は毎分 1100 回にして、試験時間は 10 分間なり。而してこの間に生じたる泡を集め乾燥して秤量灰分量を測定せり。

選礦劑として試験せる物質は礦油 5 種類、アルコール 4 種類、石炭酸、ペンゼン、ベンゼン、石油及その他 7 種類の試薬にして、Schlamm の密度の影響に就ても試験せり。(Brennstoff-Chem, 12, 325~327, 1931.)〔鶴見〕

2336. 褐炭乾餾中に於ける熱化學的研究 Niemann, P.

50×40×30 ㎝にも及ぶ發熱量測定用裝置中にて 2 種類の褐炭及豫備試験として乾燥砂及骸炭を加熱し、加熱開始と同時に發熱量計量機中の水の溫度を 5 分間毎に讀み時間と溫度との關係を吟味して褐炭は約 $200\sim 800^\circ\text{C}$ 間に於て發熱現象を呈することを論じたり。(Brennstoff-Chem, 12, 386~389, 1931.)〔鶴見〕

2337. 骸炭塊の氣孔度 Braünholl, W. T. T. K., Tiplody, G.

骸炭の氣孔度測定にパラフィンを塗布する方法は屢々唱導するゝ所なり。而して此方法に於てはパラフィンを注意して除去するに非ざれば氣孔度測定に用ひた

ると同一塊を以て他の試験を行ふを得ざる不便あり斯の如き不便を除く爲に次の方法を考案せり。

即ち試験骸炭塊を空中にて秤量す。… W 之を水中に入れ A. B 二法を以て水を飽和し水中にて秤量す。…… W_w 次水中より出し附着水を滴下せしめたる後空中にて秤量す。…… W_a かくして次式により見掛比重及氣孔度を求むるものなり

見掛比重 = $\frac{W}{W_a - W_w}$ 見掛氣孔度 = $\frac{W_o - W}{W_a - W_w}$ 但し見掛氣孔度とは open pores の百分比なり。

而して水を飽和する A 法は常温に於て低壓を用ひて飽和せしむる方法にして B 法は煮沸して飽和せしむるものなり。

著者の實驗結果によれば、A 法及 B 法にて飽和せる際の差異は比重にして 0.009、氣孔度にして 1.2 以下なり。又 A 法及 B 法各々の間に於ける實驗誤差は共に上記の範圍を出でず。次に W_a 及 W_w の測定誤差は 12 種類 2 回づゝの秤量に於て骸炭 100 g に對し 0.0~0.6 g 平均 0.3 g 及 0.0~1.2 g 平均 0.6 g なり。

之等の結果より本法は甚だ正確なりと稱するを得ざれども、實際上に使用し得るものなり。(Fuel, 10, 328~329, 1931. [鶴見])

2338. 沃度を觸媒とする水素添加試験 Varga, J., Almasi, L.

毎回 200 g の Carbonsäure, Kresol, 原油及製法の異なるタール及エオシンの褐炭に就て行へる水素添加試験にして、5% の沃度を附加し或は附加せずに行へ

り。その最初の水素壓は 100~110 氣壓にて、温度は 450°C なり。著者の結果によれば、褐炭は沃度の觸媒作用により殆ど影響せざるものなり (Brennstoff-Chem, 12, 327~329, 1931.) [鶴見]

2339. 米國炭及其工業的性質 Fieldner, A. C.

Pittsburgh に開かれる國際瀝青炭會議に出席せんとする歐洲委員に米國炭に就て豫備智識を得させんが爲に記載されたるものにして、第一に米國に於ける石炭礦床の分布、その埋藏量、年産額等に就て述べ、第二に Rank による分類方法及米國式 Rank と獨逸に於ける名稱との關係に就て論じ、第三に岩石學的分類法に及び、第四に米國炭の產出狀態、亞炭並に瀝青炭 (Bituminous coal) の低溫乾餾及米國に於ける骸炭の製造工業に就て記載せり。(Brennstoff-Chem, 12, 405~409, 1931.) [鶴見]

2340. 石炭の粘結力及膨脹に對する研究 Pieters, H. A. T.

本報は所謂 Carbonization の經過に於ける炭粉層の瓦斯氣流に對する Permeability の變化を測定し、骸炭化現象を論じたり。即ちまづ著者の考案せる新裝置を以て一定壓の瓦斯氣に對する Permeability の變化を測定せるに、骸炭用石炭に於ても常に瓦斯氣流を通じたるが爲に良好なる粘結骸炭を得る能はざりき。著者は此理由として粘結に參與するタール性物質が瓦斯氣流により除去さるべき事を挙げたり。之が爲本實驗は所期の目的を達する事を得ざりき。故に著者は瓦斯

氣流を通ずる事を 20°C ~ 350°C 及 500°C ~ 700°C に於て10分間毎に 350°C ~ 500°C に於ては5分間毎に1分間と限定して上記 Permeability を測定せるに、略膨脹-温度曲線と同様の Permeability-温度曲線を得たり。斯の如き結果が炭粉層がその Carbonization に於て瓦斯氣流に對する Permeability を阻害する期間の比較的短かき事實を示す事は注目すべき事なり。本報には尙ほ否粘結炭の粘結劑として用ふるタール(高温)の使用量に就て行へる實驗結果を記せり。(Fuel, 10, 443~445, 1931)〔鶴見〕

2341. 固体燃料による炭化水素の吸着及保持量 (3) Moor, B.

本報は炭化水素の成分並に燃料の組成が燃料の炭化水素に對する吸収(Absorption)及保持(Retention)に及す影響に就て記載せるものなり。その結果に依れば (1) 燃料の化學的組成と2型の蒸氣即ち水蒸氣及各種炭化水素蒸氣に對する吸収並に保持の容量との間には特定の關係なし尙ほ上記二型の蒸氣に對する吸収力の性質は燃料の種類に依り即ち骸炭に於けると石炭に於けるとは異なるものなり。(2) 瀝青炭に於ける吸収作用は benzene, toluene 及び xylene に於ては炭化水素の分子構造に關係を有すれども, pentane-decane 系の炭化水素に於ては石炭, 炭化水素兩者の物理的性質に依るものなり。(3) 燃料の炭化水素の保持容量と炭化水素の化學並に物理性質との間には何等特定の關係存在せず。(Fuel, 10, 436~442, 1931.)〔鶴見〕

參考科學

2342. 砂鐵の還元に及ぼす砂利分の影響 岩瀬慶三, 福島政治。

900° ~ 1150° の温度にて、砂鐵の還元 に及ぼす砂利分の影響を研究せる結果、その存在は一般に還元反應を遲滯せしむるを知れり、この原因は還元劑と礦石接觸が砂利分の存在のため不良となり、又礦石の軟化凝結を誘起するがためにして後者は前者よりも影響大にして、礦石中 Fe_2O_3 の如き還元容易な酸化物の存在する場合は、凝結著しく、從つて還元力は著しく妨げらるゝも、磁鐵礦に於ては殆んどその影響なし。(金屬の研究 7, 524~534, 1930.)〔遠藤〕

2343. 砂鐵及海綿鐵の分析法 岩瀬慶三 小林正美, 箕作新六。

砂鐵及海綿鐵中の Fe' 及 Fe'' の既知の分析法を比較研究せり。それに依れば砂鐵中の Fe' 及 Fe'' を定量するに試料を二分してその一方に於て Fe' 又 Fe'' を他方に於て全鐵量を定量する代りに、一つの試料に於て始めに Fe' を酸化滴定し次に全鐵量を TiCl_3 で還元滴定する際に於ける前に使用したる KMnO_4 が此の還元滴定の際終點の判定に誤差を興へざる事、又海綿鐵中の Fe' 及 Fe'' の滴定に際し試料中に浮遊する微細炭素は可なり存在するも影響なき事が明かにせられ、同時に此の海綿鐵中の金屬鐵及酸化鐵の定量には Ingeberg 法が著者等の第五報(金屬の研究 7, 317~328, 1930.)の如き方法が良結果を興へる事を結論せらる。

(金屬の研究 7, 467~472, 1933.)(遠藤)

2344. 各種砂鐵の酸化焙焼に就て 岩瀬 慶三, 福島政治, 小林正美。

磁鐵礦チタン鐵礦, 赤鐵礦の種々の量を含有する三種の砂鐵を電氣マツフル爐中 $700^{\circ}\sim 1100^{\circ}$ の溫度で酸化焙焼し, 各種砂鐵の酸化度比較, 酸化度に及ぼす砂鐵粒の大きさの影響及試料の攪拌混合の影響及び酸化焙焼後の試料の状況を研究せり。其の結果は次の如し。

(1) チタン鐵礦中の FeO の酸化は 600° 附近より始まり, 其の酸化度は 700° 附近より急激に増加するに反し, 磁鐵礦中の FeO はそれより尙可成り低溫度に於て酸化し始むるも, 其の酸化度の溫度上昇に依る増加は, チタン鐵礦中の FeO の如く急激ならず。

(2) 通常の酸化焙焼溫度範圍内 ($700\sim 1100^{\circ}$) に於ては, 砂鐵の有効焙焼溫度は含チタン量に比例して降下し, 含チタン量の最大なる氣仙沼産砂鐵は 800° に於て充分に酸化焙焼の目的は達せらるゝも含チタン量の最も少き山陰砂鐵に於ては其の目的を達するには尙 1000° 以上の高溫度を要す。

(3) 砂鐵の酸化度に及ぼす粒の大きさの影響は, 還元度のそれに比して, 一層著しくして粒が大きくなれば高溫度に於ける焙焼に於ても尙完全に酸化の目的を達するは困難と思はる。

(4) 酸化焙焼中試料の攪拌混合も亦酸化度増加の一素因となる, 従つて相當量の砂鐵の酸化焙焼に當りては, 適當に攪拌混合するを要す。

(5) 酸化焙焼後の試料の凝結力は砂鐵の種類に依つて著しく異り, これを 含チタン量のみより考ふる時は, 砂鐵の酸化焙焼に當つての凝結溫度は又有効焙焼溫度と殆んど同じくして, 含チタン量大なる氣仙沼産砂鐵は最も低くして, 800° 附近より始まり, 久慈産砂鐵これに次で 900° 附近より, 而して含チタン量の最も少き山陰産砂鐵に於ては 1100° に於ても殆んど凝結は認められず, 尙氣仙沼産砂鐵に於ては 1000° 以上に於ては反つて凝結力を失ふ。(金屬の研究 7, 385~396, 1930.)(遠藤)

2345. Flocculated Clay 懸濁體沈澱の深さ及び剛性に就て Schofield R. K., Blair, G. W. S.

著者等は粘土沈澱の剛性及び最終的高度に就き研究し次の如き結論に達せり,
1. 電解質の少量を加へて flocculate させられたる H 粘土の懸濁體が 1 晩放置されたる時任意時間 (16 時間) 後の沈澱物の容積は狹限界内に於て再現可能なり 2 次の 16 時間の間前記のものを振盪し放置すれば沈澱物容積は通常約 2% 減少すこの事を繰り返へす時はその度毎に同様の減少をなす 3. 交換可能なる H の或ものを Ca^{++} 或は Ba^{++} により置換するも沈澱物容積に變化を與へず 4. 置換されたる粘土の此等懸濁體に各々 CaCl_2 及び BaCl_2 を加ふるとき鹽化物の稀釋度が約 $N=1$ に達する迄は沈澱物容積に明瞭なる變化を與へず, 粘土が置換可能の Na 或は K を含む時は粘土を flocculate する爲に NaCl 或は KCl の濃度の高きものを

要す此場合及び粘土が略々通常の強度或はそれ以上の強度の鹽化物中に懸浮されたる時は大なる容積の thixotropical gel が作らる。6. 沈澱物の強度は、存在する置換可能のイオン及びその性質並に加へられたる鹽類の濃度に依存すこの事は複雑なる關係を含む。(Trans. Faraday Soc. 27, 629~632, 1931.) [鈴木]

雑 報

本邦に於ける球狀花崗岩の產地 從來本邦に於て球狀花崗岩若くは球狀閃綠岩の產地として知られてゐるものは筆者の知る範圍では次の七ヶ所である。

佐賀縣小城郡多久村

香川縣三豊郡圓上島

福岡縣大野郡上庄村中足谷

愛知縣東加茂郡猿投山

長野縣下伊那郡喬木村大島

茨城縣新治郡葦穂村峰寺山西光院

宮城縣刈田郡白川村犬辛都婆

佐賀縣多久村の球狀閃綠岩は地質調査所赤木健技師が最近發見されたもので未だ研究結果の發表を見ぬが、同技師の談によれば多久驛の北東約三軒の溪間に轉石をなすもので、眞の露頭は未だ發見するに至らぬと云ふ。該岩石は長徑三十厘に達する橢圓形の球顆よりなり、黒雲母様の礦物が同心圓狀に排列して甚しく暗色を呈する。

圓上島^{マルガミ}の球狀閃綠岩は香川縣觀音寺町の西方海上約十二軒、圓上島の南西岸に紫蘇輝石斑瀾岩中に岩脈をなすもので最大露出地は6米四方に達し、其表面は絶

えず海波に洗はるゝ爲、鮮かな斑紋構造を呈し甚だ美觀なり。球顆は直徑4~5厘、中央部は甚だ粗粒の長石よりなるも周邊に近づくに従つて細粒となり、外邊部では綠色角閃石の同心圓的に排列するを見る(高壯吉氏發見)。

福岡縣上庄村產の球狀閃綠岩は初め大野郡勝山町附近の河流に轉石を發見し、次で露出地を明かにされたもので、白色粗粒の石地中に直徑4~5厘の黑色球顆をなし其外觀は犬辛都婆產のものに酷似する(岩本庄太郎及市川渡氏發見)。

峰寺山產のものは從來知られたのは杉林中にある一見轉石の如きものであつたが佐藤戈止技師はその北方の斷崖に黒雲母花崗岩中に巾1.3米の岩脈を發見した。綠灰色の顆球と灰白色の間隙充填部よりなり、球顆は短徑5厘、長徑7厘内外の橢圓形をなし黑色の中心部と綠灰色の外縁部かるなる(佐藤戈止氏による)。

猿投山の球狀花崗岩は猿投廣澤中流の河床及河岸に露出する。黒雲母花崗岩中に岩脈をなし、顆球は徑4厘内外、斷面菊花狀を呈する。(鈴木達夫氏による、地質要報第26卷2號)[木下龜城]

ニカラガの火山活動 新聞紙所報 去る1月22日ガテマラ發聯合通信に據れば、21日同地に於て無慮60回以上に亘る地震あり、交通通信機關は甚だしき損害を被むれり。右地震後、フエゴ、ヴァカテナゴヴ兩火山噴火を始め、同地方も被害多大と認めらるゝも、通信杜絶のため詳細不明なりと、因に前記の二火山は、50哩を距つといふ。〔渡邊萬〕

本 會 役 員

會 長 神 津 倣 祐

幹事兼編輯 渡邊萬次郎 高橋 純一 坪井誠太郎

庶務主任 益田 峰一 會計主任 瀨戶 國勝

圖書主任 加藤謙次郎

本 會 顧 問 (五十名)

伊木 常誠	石原 富松	小川 琢治	大井上義近	大村 一藏
片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	佐川榮次郎	佐々木敏綱
杉本五十鈴	竹内 維彦	田中館秀三	德永 重康	中村新太郎
野田勢次郎	平林 武	保科 正昭	松本 唯一	松山 基範
松原 厚	若林彌一郎	井上禧之助	山田 光雄	

本誌抄録欄擔任者 (五十名)

上田 潤一	加藤謙次郎	河野 義禮	鈴木廉三九	瀨戶 國勝
高橋 純一	高根 勝利	鶴見志津夫	中野 長俊	根本 忠寛
益田 峰一	八木 次男	吉木 文平	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和七年二月廿五日印刷

昭和七年三月一日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會

右代表者 益 田 峰 一

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地
鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地
東北印刷株式會社
電話 287番・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内
日本岩石礦物礦床學會
會 費 發 送 先

右 會 員 瀨 戶 國 勝

(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參 圓 (前納)
一ヶ年分 六 圓

賣 捌 所

仙臺市國分町
丸善株式會社仙臺支店
(振替仙臺 15番)
東京市神田區錦丁三丁目十八番地
東 京 堂
(振替東京 270番)

本誌定價(郵稅共) 一部 60錢
半ヶ年分 豫約 3圓30錢
一ヶ年分 豫約 6圓50錢
本誌廣告料 普通頁1頁 20圓
半年以上連載は4割引

The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS.

- On the co-existence of andalusite and staurolite.....J. Sudzuki, *R. H.*
 Mechanical composition of glauconite rocks.....T. Yagi, *R. S.*
 Crystal structure of bronzite (1).....K. Takané, *R. S.*

Short article :

Dispersion of optic axial angle of brookite from

Tremadoc, Wales.....S. Kôzu, *R. H.*

Editorials and Reviews :

Origin of brine in oil-fields (2).....J. Takahashi, *R. H.*

Abstracts :

Mineralogy and Crystallography. Deformation of galena and
pyrrhotite etc.

Petrology and Volcanology. Solubility of water in granitic magmas etc.

Ore deposits. Varieties of chromite deposits etc.

Petroleum deposits. Crude oil heavier than water etc.

Ceramic minerals Binary system $\text{Na}_2\text{SiO}_3\text{-NaF}$ etc.

Coal. Flotation of coal powder etc.

Related Sciences. Influence of sandy materials on the
reduction of iron sand etc.

Notes and News.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.